

UNIVERSITETET I OSLO
Institutt for geofag Avdeling
MetOs

**Betydningen av
Grønlands orografi
og frigjøring av
latent varme på den
ekstratropiske
syklonen Gudrun**

Masteroppgave i
Meteorologi

Bjart Eriksen

Høsten 2006



Forord

Denne oppgaven er gitt av Jón Egil Kristjánsson ved Institutt for Geofag ved Universitetet i Oslo. Medveileder har vært Bjørn Røsting ved Meteorologisk Institutt. Jeg vil takke dem begge for deres veiledning og interesse i mitt arbeide. Jeg vil også takke Uta Gjertsen og Hans Olav Rygge ved Meteorologisk Institutt for radarbilder og nedbørsplot som har skaffet meg analysene fra HIRLAM-modellen og oversvassjonsopplysninger. Til slutt vil jeg takke Gunnar Wollan og min medstudent Bjørn Egil Nygaard for datahjelp når det trengtes.

Abstract

An intense extratropical storm, named Erwin/Gudrun¹, over the North Atlantic during winter 2005 is investigated to determine atmospheric factors contributing to its development. WRF is the numerical model which has been used to simulate the storm. The simulations of the extratropical storm are divided into two sets. The first set contains 66-hour simulations that describe the effect of latent heat release. The second set contains 90-hour simulations, and this set together with the first set describes the effect Greenland's orography had on the cyclogenesis. Gudrun was a cyclone that caused heavy rainfall and winds exceeding 30 *m/s* over the Skagerrak region on January 8th. The storm was strongly affected by the release of latent heat. When latent heat is removed the cyclogenesis is much weaker, and the results reveal that latent heat contributed 38% of the rapid deepening during the first 48 hours of the simulation. In the 90-hours simulation, when orography over Greenland is present (Control90), the extratropical storm never appears and the cyclogenesis of Gudrun never takes place. Conversely, in the NO-GREEN90 run, when orography over Greenland is removed, stronger cold advection eastwards contributed to the evolution of Gudrun.

¹The storm was named Erwin by the German Meteorological Institute, and the name Gudrun was given by the Norwegian Meteorological Institute

Innhold

1	Innledning	1
2	Teori	5
2.1	Ekstratropiske sykloner	5
2.2	Diabatiske effekter	9
2.3	Orografiske effekter	11
2.3.1	Enkel strømning over fjell	12
2.3.2	Le-bølger	14
3	Modellen og simuleringssoppsett	17
3.1	Modellen	17
3.1.1	Vertikalt- og horisontalt gitter	17
3.1.2	Dynamikk	19
3.1.3	Modelleringsystemet	21
3.2	Modelloppsett	22
3.3	Simuleringene	25
3.3.1	Fjernet frigjøring av latent varme	26
3.3.2	Fjernet orografi på Grønland	26
4	Resultater	29
4.1	Generell beskrivelse av vær-situasjonen	29
4.2	66-timersimuleringene (sett 1)	35
4.2.1	Kontrollkjøringen	35
4.2.2	Kjøring uten frigjøring av latent varme	42
4.2.3	Kjøring uten fjell på Grønland	46
4.3	90-timerskjøringene (sett 2)	47
4.3.1	Kontrollkjøringen	48
4.3.2	Kjøring uten fjell på Grønland	52
5	Diskusjon og videre tolkning	59
5.1	Diabatiske effekter	59
5.2	Orografiske effekter	64
6	Sammendrag og konklusjon	69
	Bibliography	73

Kapittel 1

Innledning

Samfunnet og enkeltindivider er på mange måter avhengig av værvarsling. Det er derfor viktig at prognosene er mest mulig korrekte, slik at man kan planlegge gjøremål og ta sine forhåndsregler. Til tross for at de numeriske operasjonelle værvarslingsmodellene blir bedre, er det fremdeles mange prosesser som er mangelfullt forstått og til dels for dårlig beskrevet i modellene. Et eksempel på dette er diabatiske effekter i eksplosive lavtrykk og betydning av orografi. Dette kan føre til dårlig varsling, som videre kan medføre store materielle skader og i verste fall tap av liv. I januar 2005 var det flere kraftige ekstratropiske sykloner som berørte Skandinavia og Norge, blant annet Hårek, Gudrun og Inga. Jeg har valgt å studere syklonen Gudrun siden det var denne stormen som ga de største ødeleggelsene i Norden. I denne oppgaven skal jeg avdekke hvordan de overnevnte prosessene påvirket den ekstratropiske stormen Gudrun, også kalt Erwin, som passerte over Skandinavia i begynnelsen av januar 2005.

Gudrun oppstod omkring tiden 18 UTC den 6. januar rett øst for Newfoundland og var så vidt synlig som en liten termalbølge (potensiell temperatur) i et tråg. På sin ferd nordøst mot Storbritannia, dypet Gudrun seg, og da lavtrykksenteret lå like over Irland 8. januar 00 UTC var trykket nede i 984hPa¹. Den ekstratropiske syklonen var på sitt dypeste (960hPa) da den passerte over Norge og ga vindkast opptil orkan styrke enkelte utsatte steder. Store nedbørsmengder (50 mm i løpet av 12 timer enkelte utsatte steder), kombinert med stormflo og sterk vind opptil 34 m/s i middelvind i nordvestlige deler av Jylland, førte til oversvømmelse i kyststrøkene og ga enorme skader i Skagerakområdet. 17 mennesker mistet livet i Danmark og Sverige. I nordlige deler av Danmark og sydvestre deler av Sverige var det store materielle skader. Det økonomiske tapet for de berørte landene er beregnet til å være milliardklassen, og Danmark og Sverige led størst med tap på henholdsvis 3.5 milliarder DKK og 3 milliarder SEK (Carpenter (2005)). Også i Sør-Norge var skadene store, men vi slapp allikevel litt billigere unna sammenliknet med våre naboer. Her var det ingen omkomne, men flere

¹reanalyser fra NCEP, se Wetterzentrale: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaur.html>

personskader var rapportert, og over 20 000 mennesker var uten strøm på Sørlandet (sett inn ref). Gudrun var blant de 5 største naturkatastrofene i verden (i 2005) basert på økonomisk tap, dødsfall og forsikringspremier ².

Ekstremvarsler er pålagt å komme ut tre dager i forveien slik at offentlige myndigheter kan iverksette sikkerhetstiltak. 72-timersprognosen til blant annet Meteorologisk institutt viste ingen stormutvikling av Gudrun. Det var først 12 timer senere at HIRLAM-modellen simulerte en stormutvikling, og da ble det sendt ut et ekstremvarsel. Værvarslingsmodellene var i dette tilfellet ikke gode nok. Einarsson m.fl. (2005) forklarte dette med at den dårlige 72-timers-prognosen skyldtes et for grunt le-lavtrykk som ga for svak kaldluftsadveksjon fra Grønlandsområdet.

Området i nordvest Atlanteren er et interessant område grunnet den hyppige syklonaktiviteten spesielt om vinteren. Syklonaktiviteten er knyttet til områdets plassering i forhold til polarfronten. Her møtes varm luft fra syd og kalde luftmasser fra nord. Årsaken er ofte knyttet til sterk baroklinitet. Dette medfører sterk baroklinitet som vil legge forholdene til rette for dannelsen av lavtrykk (syklogenese). Mange av de lavtrykkene som vi observerer hjemme i Norge og Europa har sin opprinnelse fra dette området. Også Grønland med islagte høyfjellsplatå påvirker syklonene i disse områdene. Ólafsson (1998) viste at numeriske værvarslingsmodeller hadde vanskeligheter med å simulere syklonaktivitet nær Grønland. Disse ga derfor dårlige varsler. En bedre forståelse og beskrivelse av Grønland i de numeriske modellene vil gi bedre prognoser for Europa.

Interessen for hvordan Grønland påvirker den atmosfæriske strømmingen har økt de siste årene. Kristjánsson og McInnes (1999) gjorde en situasjonsstudie av et lavtrykk, og fant ut Grønlands orografi svekket utviklingen av et baroklint lavtrykk. Istedenfor at luften ble presset over fjellene på Grønland ble den presset rundt. Dette ga opphav til sørvestlig vind inn mot lavtrykket, slik at kaldluftsadveksjonen ble svakere. Den barokline energioverføringen ble dermed svekket og lavtrykket følgerlig svekket. Petersen (2004) viste i sin doktorgradavhandling at Grønland påvirker den atmosfæriske bevegelsen på nordlige halvkule. Hun gjorde idealiserte simuleringer og fant ut at Grønland også påvirker strømmingen i nærheten av fjellet ved at det oppstod lavere trykk i le av Sør-Grønland ved vestlig vind og høyere trykk over fjellplatået. Hun gjorde også en situasjonsstudie hvor hun fant ut at Grønland genererte et le-lavtrykk. Dette le-lavtrykket ga opphav til høyere geopotensialgradienter i midlere atmosfære, noe som hadde en forsterkende effekt på et lavtrykk som passerte sør for Grønland.

Latent varme er en viktig energikilde til værsystemer. I tropiske sykloner er latent varme frigjøringen drivkilden, mens for ekstratropiske sykloner

²ifølge MRNatCatService, se [http : // medias.lemonde.fr/mmpub/edt/doc/20051229/725643_dacassurance.p](http://medias.lemonde.fr/mmpub/edt/doc/20051229/725643_dacassurance.p)

dannes kinetisk energi primært ved konvertering av potensiell energi knyttet til luftmasser med ulik temperatur. Når lavtrykket først er blitt dannet, vil den latente varmen som frigjøres ved kondensasjon av vanndamp, bidra til å forsterke lavtrykket. Det er blitt gjort flere studier om hvordan latent varmegfrigjøring bidrar til syklogenesen. Kristjánsson (1990) viste at latent varme var drivkilden til en mesoskala- β syklon i Østersjøen i juli 1985 etter at syklonen var initialisert. Latent varme bidrar som oftest et sted mellom 20-50 % av fordypningen til de ekstratropiske syklonene, avhengig av årstid og breddegrad. Kristjánsson og Thorsteinsson (1995) studerte det eksplosive lavtrykket “Drivhuslavtrykket” ved Island i februar 1991. De fant ut at latent varme bidro til en tredjedel av lavtrykksfordypningen. Andre studier, som f.eks. Reed m.fl. (1992), har vist at latent varme har bidratt med halvparten av fordypningen til eksplosive lavtrykk. Nyttårsorkanen som inntraff Norge i 1992, ble betraktelig forsterket på grunn av latent varme (Grønås (1995)).

I denne oppgaven skal jeg gjøre noen simuleringer av Gudrun med den numeriske værvarslingsmodellen WRF. I disse simuleringene skal jeg gjøre endringer i to ulike prosesser for å studere hva slags betydning de vil ha på lavtrykksutviklingen. Værsituasjonen vil blant annet bli simulert uten frigjøring av latent varme og uten orografi på Grønland. Simuleringene er delt inn i to sett. Det første settet inneholder 66-timers-simuleringer av Gudrun, mens det andre settet inneholder simuleringer over 90 timer. Det første settet brukes til å beskrive effekten av latent varme ved at man sammenlikner en simulering uten latent varme mot en kontrollkjøring. Det andre settet i kombinasjon med det første settet skal beskrive effekten av Grønlands orografi.

Målet med denne oppgaven er å forstå hvordan orografiske effekter og den diabatiske prosessen, frigjøring av latent varme, bidro til lavtrykksutviklingen av Gudrun.

Oppgaven er strukturert på følgende vis: Kapittel 2 omhandler teori om hvordan diabatiske- og orografiske effekter påvirker den atmosfæriske strømmingen. Kapittel 2 tar for seg modellen som er blitt benyttet i denne oppgaven og simuleringsprosessen. Resultatene blir beskrevet i kapittel 4 og videre tolket og diskutert i kapittel 5. Oppgaven avsluttes i kapittel 6 med en sammenfatning og konklusjon.

Kapittel 2

Teori

I denne oppgaven skal jeg studere noen av drivkreftene bak lavtrykket Gudrun som ble dannet over Nord-Atlanteren (sydøst for Newfoundland). Jeg skal forsøke å avdekke diabatiske og orografiske effekter for dette lavtrykket. I dette kapitlet skal jeg derfor skrive generelt om ekstratropiske sykloner for så å ta for meg henholdsvis diabatiske og orografiske effekter på atmosfærisk strømming.

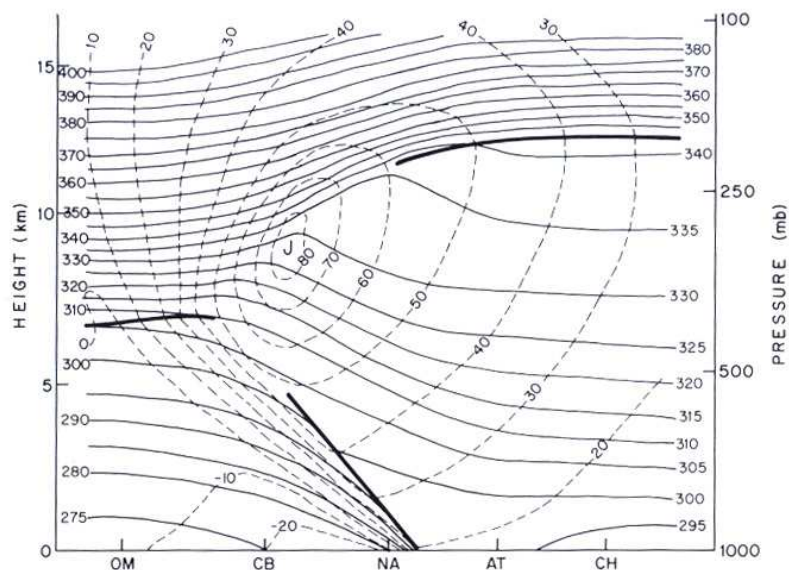
2.1 Ekstratropiske sykloner

Ekstratropiske sykloner på synoptisk skala dannes på midlere breddegrader og er knyttet til baroklin instabilitet. På midlere breddegrader er syklogenese på synoptisk skala knyttet til baroklin instabilitet. Denne instabiliteten finnes i områder hvor det vertikale vindskjæret (termalvinden) er sterkt med tilhørende sterke temperaturgradienter i meridional retning for å opprettholde termalvindbalanse. Fra termalvindlikningen har vi:

$$\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \mathbf{k} \times \nabla_p T \quad (2.1)$$

der \mathbf{V}_g er geostrofisk vind, p er trykk, R er gasskonstanten, f er Coriolisparameteren og $\nabla_p T$ er temperaturgradienten på trykk-koordinater (dvs. når trykket holdes konstant (Holton (1992))). Fra denne likningen ser vi at dersom vi øker den horisontale temperaturgradienten (barokliniteten) så vil det vertikale vindskjæret øke i styrke og dermed vil den barokline instabiliteten øke. De barokline bølgene og de ekstratropiske lavtrykkene opptrer ofte i sammenheng med polarjeten, hvor det eksisterer sterke vertikal vindskjær, og den tilhørende polarfrontsonen, som markerer skillet mellom den polar og subtropiske luftmasser. Figur 2.1 viser en jetstrøm med underliggende frontalsone og brudd i tropopausen som er definert ut ifra potensiell temperatur.

Synoptisk-skala lavtrykksystemer på midlere breddegrader oppstår ofte ved forstyrrelser i øvre nivå jetstrøm. Denne forstyrrelsen vil gi opphav til PV-anomalier som vil indusere sirkulasjon. Bølgen vokser ved å konvertere potensiell energi knyttet til den horisontale temperaturgradienten, til kinetisk



Figur 2.1: Vertikalsnitt gjennom en frontalsone. Heltrukne linjer angir konstant potensiell temperatur, stiplede linjer angir vindhastighet inn i planet og de tykke linjene markerer tropopausen og frontalsonen (Wallace og Hobbs (1977)).

energi, med oppstigende luft foran tråget ved bakken og nedsynkende luft bak tråget. Denne energioverføringen vil foregå så lenge tråget vil ligge oppstrøms i forhold til tråget ved bakken. Når lavtrykket er ferdigutviklet, er det ingen helning og tråget i høyden vil være i fase med tråget ved bakken. Da vil termaladveksjonen og energikonverteringen stoppe opp og etter hvert vil lavtrykket dø ut ved dissipasjon.

Synoptisk-skala bevegelsene for de ekstratropiske syklonene er gitt ved horisontale hastighetene som er tilnærmet geostrofiske, og den geostrofiske vinden kan skrives:

$$f_o v_g = \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (2.2)$$

$$f_o u_g = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad (2.3)$$

der Φ er geopotensialet og u_g og v_g er de geostrofiske hastighetskomponentene i henholdsvis x- og y-retning. Dermed kan den geostrofiske virvlingen skrives:

$$\zeta_g = \frac{1}{f_o} \nabla^2 \Phi \quad (2.4)$$

Denne likningen viser invertibiliteten mellom geopotensialet og virvlingen. Er f.eks. virvlingen kjent, kan man finne geopotensialet og dermed bestemme vinden ut ifra likningene ovenfor. Dette er en grunn til at virvling er en interessant størrelse innen meteorologien. Siden funksjonssammenhengen mellom den geostrofiske virvlingen og geopotensialet er en Laplacefunksjon,

vil virvlingen være størst når geopotensialet er minst. Det vil si at positiv virvling impliserer lave geopotensialverdier og negativ virvling impliserer høye geopotensialverdier.

Fra de kvasigeostrofiske bevegelseslikningene kan det dannes en kvasigeostrofisk virvlingslikning:

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -\mathbf{v}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) + f_o + \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (2.5)$$

der ω er vertikalhastigheten $\frac{dp}{dt}$ (Holton (1992)). Denne likningen viser at lokal endring i geopotensiell virvling er gitt ved summen av adveksjon av absolutt (relativ virvling pluss planetær virvling) virvling pluss endring av virvling grunnet strekning el. kompressering av luftsøyla.

En annen størrelse som er beslektet med ζ_g er kvasigeostrofisk potensiell virvling (q). Denne har i tillegg bevaringsegenskaper, og ved geostrofisk bevegelse kan q defineres ved:

$$\frac{D_g q}{dt} = 0 \quad (2.6)$$

$$q \equiv \left[\frac{1}{f_o} \nabla^2 \Phi + f + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_o}{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] \quad (2.7)$$

hvor de tre leddene henholdsvis er relativ virvling, planetær virvling og virvling knyttet til strekning av luftsøyla. Ut fra likning 2.6 må summen av de tre leddene være bevart. Hvis f.eks. luftsøyla strekkes når planetærisk virvlingsendring er liten, må relativ virvling øke for at q skal være bevart. Dersom derimot luftsøyla komprimeres, må relativ virvling avta for at q skal være konstant.

q er en kvasigestrofisk tilnærming til potensiell virvling (PV), hvor PV er bevart ved adiabatisk, friksjonsfri strømming, og etter Ertel (1942) kan vi definere PV som :

$$PV = \frac{1}{\rho} \vec{\eta} \cdot \nabla \theta \quad (2.8)$$

der ρ er tetthet, $\vec{\eta}$ er absolutt virvling, og θ er potensiell temperatur. På samme måte som for q vil en positiv PV-anomali eller en varm anomali vil indusere syklonal bevegelse, mens en negativ PV-anomali eller kald anomali indusere antisyklonal bevegelse. I tillegg til bevaringsegenskapene til PV, er også invertibilitetsprinsippet en grunn til at PV er en nyttig størrelse (Hoskins m.fl. (1985)). Med invertibilitetsprinsippet menes at PV kan inverteres for å gi en total beskrivelse av atmosfæren ved balansert bevegelse. Utifra PV-feltene og gitte grenseflatebetingelser kan alle de dynamiske feltene bli bestemt.

Dersom man foretar en skalaanalyse av den potensielle virvlingslikningen kan man se at den horisontale komponenten av PV er liten, og dermed neglisjeres

ofte dette leddet, slik at man står kun igjen med den vertikale komponenten. Ved hydrostatisk approksimasjon blir den vertikale komponenten:

$$PV = \frac{1}{\rho}(\zeta + f)(-g\frac{\partial\theta}{\partial p}) \quad (2.9)$$

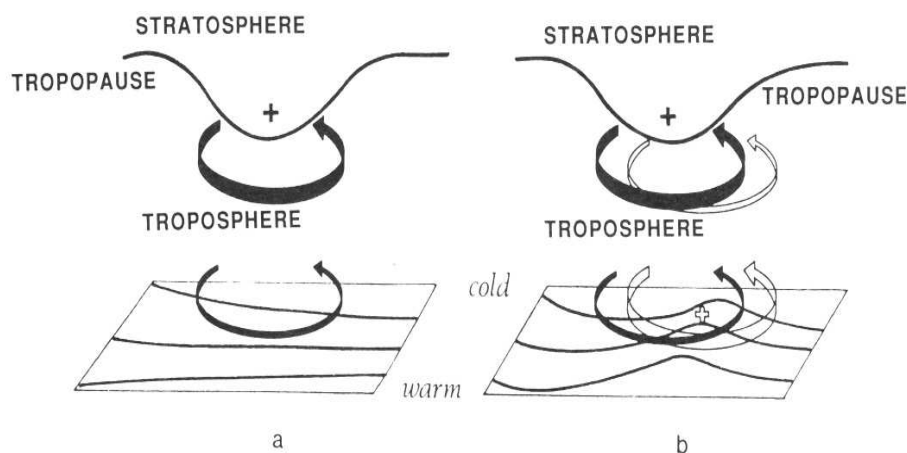
, der ζ er vertikalkomponenten til den relative virvlingen og g er akselerasjonen (Holton (1992)). Fra fig 2.1 ser vi at ved adiabatisk bevegelse kan luft strømme ned fra stratosfæren til troposfæren. I stratosfæren er stabiliteten stor, og dermed er også PV stor. I troposfæren er stabiliteten mindre og PV-verdien mindre. Siden potensiell virvling er bevart ved adiabatisk bevegelse, vil luft som strømmer ned fra stratosfæren bevare sin PV og få syklonisk virvling når den går inn i troposfæren. Denne sykloniske virvlingen inducerer syklonisk sirkulasjon nedover i troposfæren som deretter kan danne et lavtrykk ved bakken. (Hoskins m.fl. (1985)).

Den store forskjellen i stabilitet, og dermed også PV, mellom stratosfæren og troposfæren gjør det mulig å benytte PV til å bestemme tropopausen. PV måles i PVU, der 1 PVU er $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$. Ifølge Hoskins m.fl. (1985) kan 2 PVU flaten beskrive tropopausen fra pol til 25. breddegrad. Ved å beskrive tropopausen på denne måte, vil ikke tropopausen få et brudd, slik som illustrert i figur 2.1, der tropopausen er definert ved potensiell temperaturgradient.

Ved å analysere en vær-situasjon i et PV-perspektiv kan man få en bedre forståelse av lavtrykksutviklingen ved å benytte seg av ivertibilitetsprinsippet. Siden PV er bevart er det mulig å identifisere påvirkning av diabatisk oppvarming og friksjon. Davis og Emanuel (1991) utviklet et diagnostisk system for å beregne den balanserte strømmen på en gitt tredimensjonal fordeling av PV, og de presenterte også en teknikk for å bestemme kvantitativt strømmen som er knyttet til de individuelle PV-anomaliene. I tillegg kan PV brukes i værvarsling og analyser. Feil i analyser og bakgrunnsfeltet (alias første gjetning) i øvre troposfære kan identifiseres ved å sammenlikne PV-felter og vanndampsbilder fra satellitter. Feilen kan endres ved å korrigere PV-feltet, basert på vanndampsbildet, i stedet for å korrigere massefeltet (Mansfield (1994)).

Som tidligere nevnt i kapitlet, opptrer gjerne synoptisk-skala lavtrykksystemer på midlere bredder ved at det er en forstyrrelse på øvre nivå jetstrøm. Dersom det samtidig foreligger lavnivå horisontale temperaturgradienter, vil sjansen for lavtryksdannelse øke. Ifølge Hoskins m.fl. (1985) vil en lavtrykksdannelse ofte forklares med et samspill mellom en positiv PV-anomali som er foldet ned fra stratosfæren, positiv temperturanomali ved bakken (en termal PV-anomali) og romlig generert PV-anomali forårsaket av friksjon og latent varmegrigjøring. Samspillet mellom de to første faktorene kan forklares slik:

Forstyrrelsen som inntreffer på øvre jetstrømmer i troposfæren, som f.eks. luftinnstrømning fra stratosfæren, kan generere en positiv PV-anomali som vil indusere syklonisk sirkulasjon. Sirkulasjonen vil forplante seg nedover i atmosfæren til bakken, og den vil generere/forsterke temperaturgradienter (gjennom temperaturadveksjon) som gir opphav til termalanomalier og dermed også PV-anomalier. Disse varme anomaliene vil nå indusere syklonisk sirkulasjon som nå forplanter seg oppover i atmosfæren og vil forsterke bølgeamplituden i høyden (se figur 2.2). De dype, eksplosive lavtrykkene som vi observerer har ofte sammenheng med at PV-anomaliene ved bakken og i høyden kommer i fase og låser seg. Da vil sirkulasjonen føre til videre sterk fordypning av lavtrykket veldig hurtig (Hoskins m.fl. (1985)).



Figur 2.2: De heltrukne tykke linjene viser en positiv PV-anomali, de tykke fargede pilene angir sirkulasjon satt opp av den positive PV-anomalien, de tykke hvite pilene viser sirkulasjon satt opp av termaladveksjon ved bakken, og de heltrukne linjene i det horisontale planet angir potensiell temperaturkonturer ved overflaten (Hoskins m.fl. (1985)).

2.2 Diabatiske effekter

For ekstratropiske sykloner dannes kinetisk energi ved konvertering fra potensiell energi knyttet til luftmasser med ulik temperatur. Det er denne energien som initialiserer en lavtrykksutvikling. Når lavtrykket først er blitt dannet, vil frigjøring av latent varme ved kondensasjon av vanndamp i den oppstigende lufta, virke forsterkende på lavtrykket.

Latent varme påvirker vertikalbevegelsene. For å se hva slags effekt latent varme har på den oppstigende bevegelsen, kan man se på diagnostiske omeglikningen som beskriver vertikalbevegelse. Kristjánsson (1990) la til et diabatisk ledd in sin ω -likning på Q-vektorform:

$$S\nabla^2\omega + f^2\frac{\partial^2\omega}{\partial p^2} = -2\frac{R}{p}\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{c_p}}\nabla\cdot Q - \frac{R}{p}\nabla^2H \quad (2.10)$$

der S er den statiske stabilitetsparameteren definert ved $S = -\frac{\alpha}{\theta}\frac{\partial\theta}{\partial p}$, $Q \equiv \frac{D_g}{dt}\nabla\theta$, $p_0 = 1000$ hPa, c_p er spesifikk varme for tørr luft ved konstant trykk og H er den diabatiske oppvarmingsraten med enhet Ks^{-1} .

Venstre siden av likningen er proporsjonal med ω og dermed også $-w$, den vertikale hastigheten. Det første leddet på høyre side representerer adiabat-iske effekter og det andre leddet diabatiske effekter. Det diabatiske leddet er proporsjonalt med H , og dermed vil diabatisk oppvarming bidra til en økt vertikalbevegelse. Den diabatiske oppvarmingen foregår i oppstigende luft, hvor frigjøring av latent varme ved kondensasjon av vanndamp bidrar til økt vertikalbevegelse. Lavtrykksfordypning er sterkt knyttet til vertikalbevegelse. Økt oppstigende bevegelse ved frontene gir divergens og økt amplitude for ryggen i høyden. Dette fører til en uttapping av luft i øvre nivåer over bakkelavtrykket. Med andre ord vil en økt vertikalbevegelse gi et dypere lavtrykk ved bakken.

PV vil også kunne forklare hvorfor frigjøring av latent varme virker forsterkende på lavtrykket. Som nevnt tidligere kan diabatiske effekter føre til en potensiell virvlingsanomali i lavere troposfære. Deriveres likning (2.6) når man holder ρ konstant og den absolutte virvlingen er bevart, dannes det en likning for endring i PV på grunn av diabatisk oppvarming:

$$\frac{D}{dt}PV = \frac{1}{\rho}\vec{\eta} \cdot \nabla\theta' \quad (2.11)$$

der $\theta' = \frac{D\theta}{dt}$. Vertikalkomponenten til likning 2.11 blir:

$$\frac{D}{dt}PV = \frac{1}{\rho}(\zeta + f)\frac{d\theta'}{dz} \quad (2.12)$$

Fra likningen ser vi at PV anomalier blir dannet der den vertikale gradienten av oppvarming er størst. Under det nivået hvor frigjøring av latent varme er størst, vil det bli dannet en positiv PV-anomali, siden $\frac{d\theta'}{dz} > 0$, og over det nivået av maksimum av frigjort latent varme vil det bli dannet en negativ PV-anomali, siden $\frac{d\theta'}{dz} < 0$. Man ser tydelig fra likningen at jo større gradienten er, jo større er PV-anomaliene. Frigjøring av latent varme vil svekke sirkulasjonen i øvre nivåer og forsterke den i lavere nivåer og ved bakken. Dette skjer ved at friksjon styrer lufta inn mot lavtrykksenteret før den stiger til værs langs frontene. Dette fører til at netto masse av luft avtar og dermed avtar trykket.

2.3 Orografiske effekter

Fjell påvirker den atmosfæriske strømmingen på mange måter. I hvor stor grad de påvirker strømmingen, er avhengig av fjellets høyde, form og utstrekning. Store fjellkjeder som f.eks. Himalaya og Rocky Mountains setter opp storskala bølgebevegelser som kan være med å påvirke værsystemene globalt. Fjell kan også generere bølger på mindre skala, fjellbølger. I områder nær fjell kan også fjell virke som en hindring og blokkere luftstrømmen. Lufta blir omdirigert rundt fjellet og dette kan føre til lavnivåjeter. I le av fjellet kan det dannes et kjølvann (“wake”) og her kan det blåse en varm vind (fönvind).

For å forklare hvordan fjellets størrelse påvirker luftstrømmingen kan man innføre det dimensjonsløse Rossbytalet, Ro . Rossbytalet sier noe om hvor stor innvirkning jordas rotasjon har på strømmingen. Rossbytalet er definert ved:

$$Ro = \frac{U^2/L}{f_0 U} = \frac{U}{f_0 L} \quad (2.13)$$

der L er fjellets halvlengde, U er grunnstrømmens horisontale hastighet og f_0 er Coriolisparameteren (Holton (1992)).

Basert på denne størrelsen kan man dele inn orografiske effekter i tre ulike fjellteorier:

- Ikke roterende-teori: Ved $Ro \gg 1$. Dette svarer til en veldig sterk vind eller et smalt fjell. Man ser her bort ifra Corioliskraften.
- Mellomområde: Ved $Ro \sim 1$. Jordens rotasjon vil påvirke strømmingen, men den dominerer ikke.
- Kvasigeostrofisk teori: Ved $Ro < 1$. I dette tilfellet er det svak vind eller et veldig bredt fjell. Jordens rotasjon dominerer, og man benytter kvasigeostrofisk tilnærming.

For både ikke-roterende teori og kvasigeostrofisk teori finnes det analytiske løsninger. I mellomområdet er det ikke mulig med analytiske løsninger og her må man benytte seg av numeriske beregninger for å forstå strømmingen.

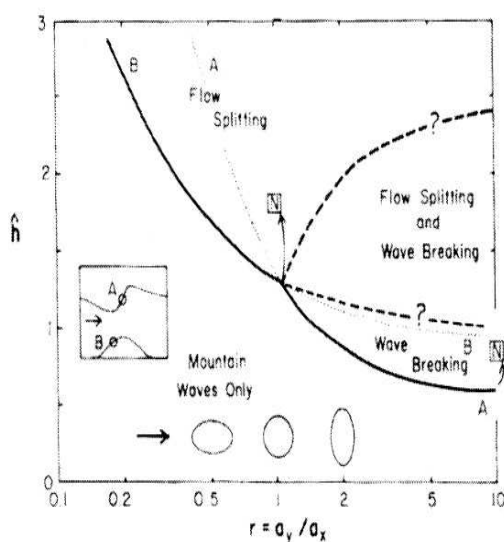
Grønlands bredde varierer fra nord til sør, og halvlengden ligger mellom 200-500 km. På midlere og høyere bredder er det vanlig å sette $U = 10$ m/s og $f_0 = 10^{-4} \text{s}^{-1}$. Dette gir $Ro \sim 0.2 - 0.5$. Det vil si at fjellene ligger i mellomområde og kan verken behandles med kvasigeostrofisk teori eller ikke-roterende teori.

2.3.1 Enkel strømning over fjell

Strømning over fjell og andre hindringer kan være en kompleks bevegelse, og det er mange faktorer en må ta hensyn til. For å forstå strømningen over fjell på Grønland vil jeg først se på strømning over enkle fjell uten rotasjon og friksjon. Deretter vil jeg se på hvordan disse effektene påvirker strømningen.

En hydrostatisk, friksjonsfri, Boussniesq strømning¹ på et ikke roterende plan er bestemt av fjellets form, fjellets aspektforhold² R , den dimensjonsløse høyden $h' = Nh/U$, vindprofilen og stabiliteten i atmosfæren (Smith og Grønås (1993)). N er Brunt - Väisälä frekvensen, h er hindringens (fjellets) høyde og U er oppstrøms vind. Den dimensjonsløse høyden er også kalt invers Froudetall og sier noe om hvorvidt strømningen går over og/eller rundt en hindring (fjellet).

Smith (1989) delte lineær, hydrostatisk, friksjonsfri lagdelt strømning over og rundt et fjell på en ikke roterende flate inn i tre hovedkategorier bestemt av de dimensjonsløse kontrollparametrene h og R .



Figur 2.3: *Smiths regimediagram (Smith (1989))*

- For små h' vil luftstrømmen gå over fjellet og det dannes fjellbølger som forplanter seg vertikalt over fjellet.
- For stor h' og $R < 1$ dannes det et stagnasjonspunkt på lo-siden av fjellet og strømmen splittes. Strømmen vil gå rundt fjellet og beveger seg langs den lengste siden.

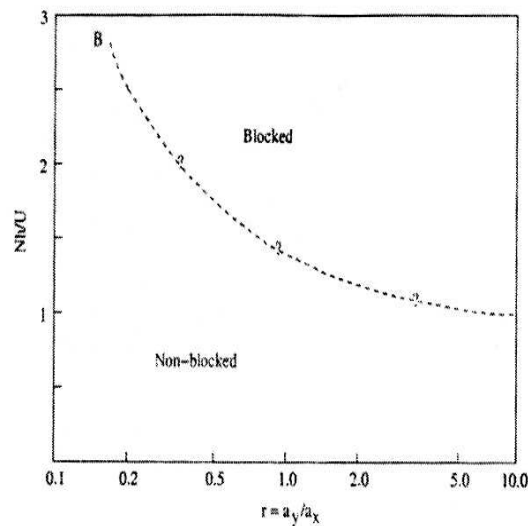
¹Boussniesq strømning betyr at tettheten er konstant i alle likningene bortsett fra i oppdriftsledet i den vertikale bevegelseslikningen.

²Aspektforholdet $R = \frac{L_y}{L_x}$, gir oss forholdet mellom lengde skalaen som krysser strømmen og lengdeskalaen langs strømmen.

- For stor h' og stor $R > 1$ dannes det et stagnasjonspunkt i øvre lag over lesiden av fjellet og bølgebrytning inntreffer. Ved enda større h' kan strømmingen i tillegg splittes.

Smith lagde et regimediagram for enkel strømming over fjell på et ikke-roterende plan for å beskrive strømmingen enkelt for ulike verdier av h' og R .

For fjellene på Grønland har jordens rotasjon en stor innvirkning på strømmingen som treffer fjellet. Ólafsson og Bougeault (1997) studerte effektene av bakkefriksjon og jordens rotasjon på strømming over fjell, og de fant ut at høyre-venstre symmetrien blir brutt ned når Corioliskraften inkluderes. Når blokking inntreffer omdirigeres strømmen mer rundt på venstre side av fjellet (sett fra oppstrøms side). Når luftstrømmen treffer fjellet reduseres vindhastigheten. Siden Corioliskraften virker mot høyre og er proporsjonal med hastigheten, reduseres også Corioliskraften. Dette fører til lufta presses mer rundt på venstre side av fjellet siden trykkraften er uforandret. Dette medfører en større vindhastighet på venstre side enn på høyre side av fjellet. Ólafsson og Bougeault fant ut at når rotasjon inkluderes, inntreffer luftsplittingen ved en høyere h' enn i det ikke-roterende tilfellet. De fant også ut at bakkefriksjon reduserte bølgeamplituden og at bølgebrytning ikke fant sted i de idealiserte simuleringene. Ólafsson og Bougeault (1997) fant at den samlede effekten av bakkefriksjon og rotasjon vil føre til at den lineære teorien til Smith kan benyttes kvalitativt også for strømminger som inkluderer rotasjon og friksjon.



Figur 2.4: Olafssons regimediagram (Petersen (2004))

Ólafsson (2000) viste at regimediagrammet kan være svært enkelt når friksjon og rotasjon er inkludert. Enten blokkeres strømmen eller så blokkeres den ikke, altså bølgebrytning over fjellet inntreffer ikke når man inkluderer

rotasjon og friksjon. Figur 2.4 illustrerer Ólafsson regimediagram. Strømningen over fjell kan dermed beskrives av fire dimensjonsløse parametre: h , R , R_o og R_e .

Strømningen i den virkelige verden er mye mer kompleks enn disse studiene omkring strømning over enkle fjell viser. Fjellene har ofte bratte skrenter og som oftest har de ikke en symmetrisk form. I de overnevnte studiene er U og N betraktet som konstante parametre, men det er de ikke i naturen. U varierer både i hastighet og retning langs fjellet og i vertikalen. Det er heller ikke tatt hensyn til fuktighet i beregningene, slik at overmetning, sky- og nedbørsdannelse ikke finner sted når luft presses opp over fjellet. Da frigjøres heller ikke latent varme og dermed endres ikke stabiliteten (Durrán og Klemp (1983)).

2.3.2 Le-bølger

Tråg eller lavtrykk kan dannes nedstrøms for fjell. Dersom de dannes grunnet orografiske effekter, kalles de henholdsvis le-tråg eller le-lavtrykk. I følge klassisk teori for lineære tyngdebølger i lagdelt strømning over fjell, vil det dannes et anomalt bakkelavtrykk i le av fjellet (Smith (1980)). Tyngdebølgene har liten horisontalskala, og det er derfor tvilsomt at de alene kan skape forstyrrelse stor nok til å danne en geostrofisk sirkulasjon i et le-lavtrykk eller et le-tråg.

Tidligere har vi sett at PV og virvling har stor betydning for lavtrykkdannelse siden de induserer syklonisk sirkulasjon. PV generering kan føre til dannelse av tråg eller lavtrykk. Diabatisk oppvarming kan generere PV (se likning 2.12), men også friksjon og fjell kan generere PV-anomalier. Schär og Durrán (1997) viste at PV-anomalier kan bli generert ved strømning over fjell. Vivlingsanomaliene vil enten bli dannet i kjølevannet av fjellet eller ved bølgebrytningsområde over fjellet. I le av fjellene fant de en dipolstruktur med positiv virvlingsanomali nedstrøms til høyre og negativ anomali nedstrøms til venstre sett fra fjelltopp.

Mange studier knyttet til generering av PV og virvling i forbindelse med fjell er blitt foretatt de siste 15 årene. Smolarkiewicz og Rotunno (1989) foretok noen numeriske simuleringer med lagdelt strømning over en hindring med en viss høyde. De fant ut at det dannes et kjølevann med tilsvarende virvling selv uten friksjon. De foreslo at den vertikale virvlingen ble dannet ved baroklin generering av horisontal virvling og helning av denne virvlingen i gravitasjonsbølgefeltet som er produsert av hindringen. Epifanio og Durrán (2002a) viste at virvlingshelning alene ikke kan forklare le-virvlingformasjonen. De fant en hydraulisk sprangstruktur i lavere nivåer nedstrøms for hindringen i et fullt ikke lineært viskøst tilfelle. I tilknytting til dette spranget fant de vertikal virvling og PV. De studerte så nærmere mekanismer for virvlings- og PV-produksjon i viskøs, lagdelt strømning over fjell uten bakkefriksjon.

Det ble lagt vekt på fullt ikke-lineære effekter og rollen/betydningen til det hydrauliske spranget. Det viste seg at den vertikale virvlingen i kjølevannet hadde sin opprinnelse fra baroklin generering og helning i fjellbølgen oppstrøms for spranget. Her er den relative virvlingen derimot relativ liten, men idet strømmen når dette spranget, øker virvling og PV betraktelig. Epifanio og Durran fant at strekking i spranget spilte en dominant rolle i økningen av virvlingen. Potensiell virvling ble produsert ved dette spranget ved diabatisk oppvarming i form av termal diffusjon og virvling allerede tilstede i spranget, gitt ved $\zeta \cdot \nabla H$, der H er diabatisk oppvarming i spranget som hovedsaklig er dannet ved avkjøling av varme fluidpartikler som krysser spranget nær lavere grenseflate.

Kapittel 3

Modellen og simuleringssoppsett

3.1 Modellen

Modellen som er blitt benyttet i denne masteroppgaven er WRF (Weather Research and Forecasting), en mesoskalamodell produsert av National Center for Atmospheric Research (NCAR), National Center for Environmental Prediction (NCEP), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Forecast Systems Laboratory (FSL), Department of Defense Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory (NRL), Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) ved universitetet i Oklahoma, og Federal Aviation Administration (FAA) sammen med flere universitetsforskere. Det er en ikke-hydrostatisk koordinatmodell som er bygd opp for å simulere og forutsi atmosfæriske mesoskala-, regionalskala- og lokalskalasirkulasjon. I tillegg til selve modellen finnes det flere pre- og postprosesseringsprogrammer. Til sammen blir disse referert som WRF modelleringssystemet.

WRF modellen har vært i utvikling de siste årene, og jeg benytter meg av WRF versjon 2.1.1. Koden består av Fortran 77 og Fortran 90, og modellen kan f.eks. lastes ned gratis på WRF sin brukerside¹. Her finnes også andre dokumenter og informasjon om modellen. Modellen blir benyttet i både teoretiske studier og i værvarsling, blant annet i USA ved NCEP i forbindelse med værvarsling, og ved NCAR i forbindelse med varsling av luftforurensning.

Først skal jeg ta for meg modellens oppbygning, og i avsnitt 3.2 viser jeg hvordan jeg satt opp modellen. Deretter forteller jeg hvordan jeg har utført ulike følsomhetstester.

3.1.1 Vertikalt- og horisontalt gitter

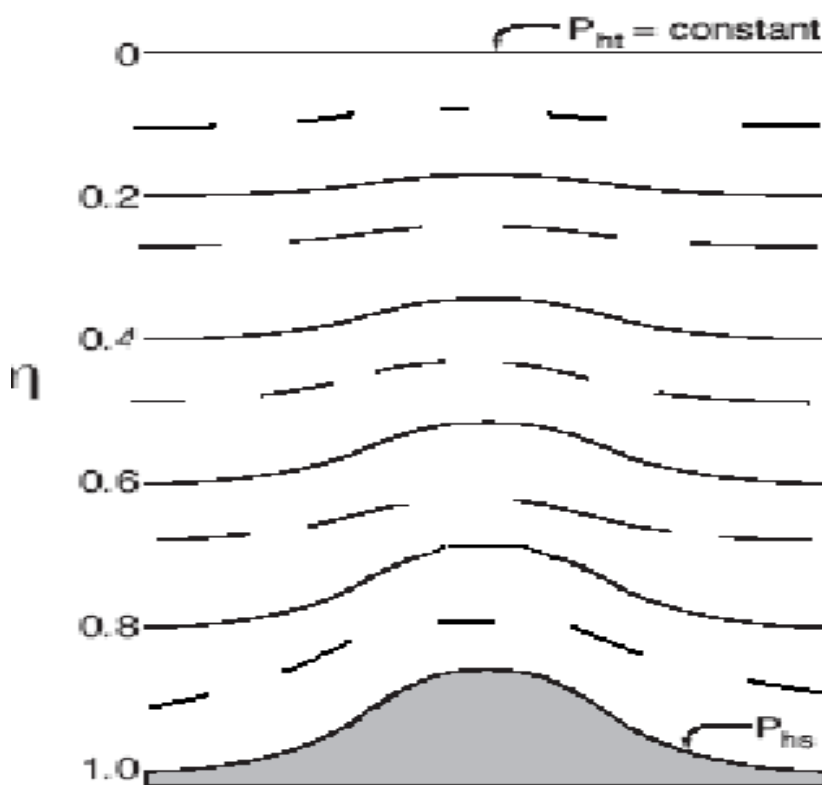
Vertikalkoordinaten i WRF er η -koordinater. Denne vertikalkoordinaten er tradisjonelt kalt σ -koordinat men betegnes med η i WRF og er definert ved:

$$\eta = \frac{(P_h - P_{ht})}{(P_{hs} - P_{ht})} \quad (3.1)$$

¹(<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/> og <http://wrfsi.noaa.gov/release/>)

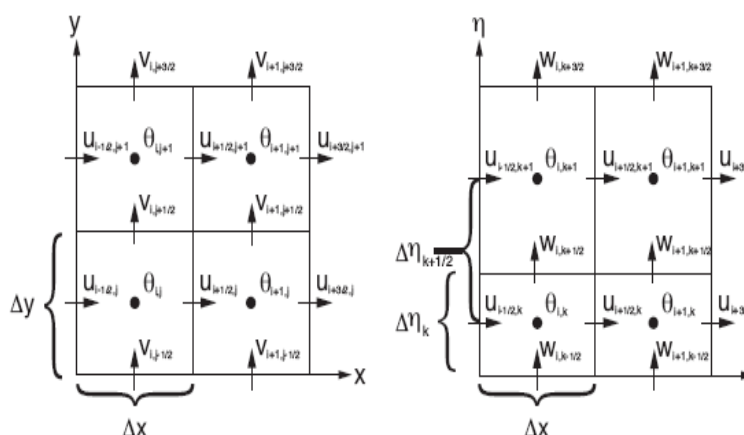
, der Ph er den hydrostatiske komponenten av trykket, og P_{hs} og P_{ht} refererer til verdier ved henholdsvis bakken og øverste grenseflaten i modellen. Dette fører til at η -flatene følger terrenget nær bakken, men går mot rette trykkflater i høyere lag slik som vist i fig 3.1.

η er et forholdstall og varierer fra verdien 1 ved bakken til 0 ved øverste grenseflate. Siden det ikke er noen bevegelse gjennom bakken eller øverste modellgrenseflate vil vertikalhastigheten, og $D\eta/dt$ være lik null ved disse grensene. Vertikalhastighetene blir derfor definert på η -flatene, mens de termodynamiske variablene (θ) beregnes mellom helnivåene på såkalte halvnivåer eller masseflater. Antall nivåer blir derfor gitt som antall halve η -nivåer (etanivåer).



Figur 3.1: Skjematisk presentasjon av den vertikale strukturen til modellen. Dette er et eksempel på en modell med 5 vertikale nivåer. Stiplede linjer markerer halve η -nivåer og heltrukne linjene markerer hele η -nivåer (Dudhia m.fl. (2005)).

Både det horisontale og det vertikale gitteret er Arakawa_Lamb C, hvor hastighetskomponentene u , v og w blir diskretisert på ulike punkter som vist i figurene nedenfor. Disse variablene er også forskjøvet i forhold til andre skalarer som f.eks. potensiell temperatur. I gitterne er senterpunktene markert som krysspunkter, og prikkpunktene er definert som halve avstanden mellom rendene til en gitterrute. Ut fra figuren ser man at skalarene er definert i senterpunktene av gitterruten mens hastighetskomponentene er ordnet i rendene.



Figur 3.2: *Henholdsvis horisontalt og vertikalt Arakawa C-gitter (Dudhia m.fl. (2005))*

3.1.2 Dynamikk

WRF benytter seg av en ikke-hydrostatisk dynamikk. Det vil si at modellen tar hensyn til vertikal akselerasjon, og at hydrostatisk balanse ikke er eksakt. Dermed kan modellen kjøres med høyere oppløsning uten at betingelsen for hydrostatisk balanse trenger å være oppfylt. Det vil si at den horisontale skalaen ikke trenger å være mye større enn den vertikale skalaen. For ikke hydrostatiske beregninger må det defineres en utgangstilstand, p_0 med p' som perturbasjoner, og da kan trykket skrives som $p = p_0 + p'$. Det er dette som brukes som referansetrykk i definisjonen av η , se likning 3.1.

Advanced Research WRF (ARW) er betegnelsen på den dynamiske kjernen eller løseren i WRF. Den tar for seg selve tidsintegrasjonen av de styrende likningene i atmosfæren. Dette likningssystemet baserer seg på bevegelseslikningen i tre dimensjoner, kontinuitetslikningen, den termodynamiske energilikning og tilstandslikningen. Likningssystemet i WRF består av sju prognostiske likninger og én diagnostisk likning. I likningene er η innført som vertikalkoordinat og en kartfaktor, m , innført for å ta hensyn til effekten av jordens krumning. Kartfaktoren er gitt ved: $m = (\text{distanse på kartet}) :$

(reell avstand på jorda). I ARW representeres de styrende likningene på formen: Fullt kompressible, ikke-hydrostatisk Eulerske likninger, med η -vertikal koordinat:

$$\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W), \quad \Omega = \mu \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu \theta.$$

Her er \mathbf{v} hastighetsvektoren i tre dimensjoner, $\omega = \dot{\eta}$ uttrykker vertikalhastigheten, θ er potensiell temperatur og ϕ er geopotensialet. Likningssettet består nå av følgende seks prognostiske likninger på flux-form:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V} u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (3.2)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V} v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (3.3)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V} w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (3.4)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V} \theta) = F_\Theta \quad (3.5)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (3.6)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (3.7)$$

I tillegg benyttes en diagnostisk likning for invers tetthet α ,

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (3.8)$$

og tilstandslikningen

$$p = p_0(R_d \theta / p_0 \alpha)^\gamma. \quad (3.9)$$

Følgende operatorer benyttes i likningssystemet

$$\nabla \cdot \mathbf{V} a = \partial_x(Ua) + \partial_y(Va) + \partial_\eta(\Omega a)$$

og

$$\mathbf{V} \cdot \nabla a = U \partial_x a + V \partial_y a + \Omega \partial_\eta,$$

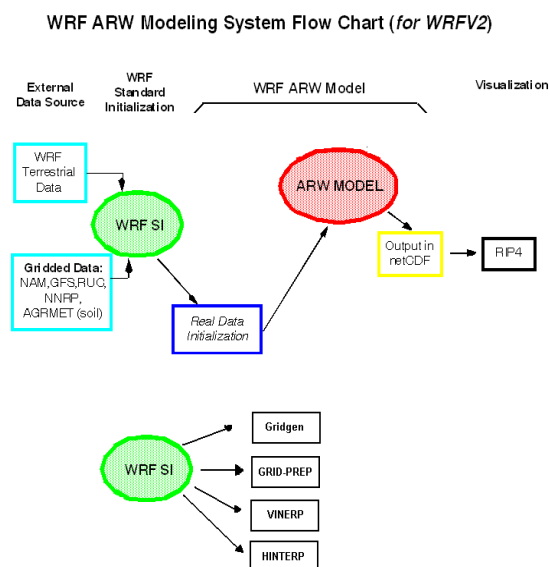
hvor a er en tilfeldig variabel. $\gamma = c_v/c_p = 1.4$, er forholdet mellom varmekapasiteten for tørr luft ved konstant volum og konstant trykk. R_d er gasskonstanten for tørr luft, og p_0 er referansetrykket (1000 hPa). Leddene på høyre side i (3.2) - (3.5) representerer ytre pådriv.

For å løse likningene numerisk i modellen må variablene diskretiseres og erstattes med endelige differanser på gitteret, se figur 3.2. Dette gjøres i ARW-løseren. For de tidsderiverte benyttes et todelt tidsintegrasjonsskjema,

hvor de lavfrekvente modene integreres i et tredje ordens Runge Kutta tidsintegrasjonsskjema (RK3), mens de høyfrekvente modene integreres med et lavere tidsintegrasjonsskjema. Hvis ikke kan løsningen bli numerisk instabil. Dette gjelder for eksempel ledd som gir bidrag til lydbølger. For disse leddene blir tidsskrittet delt opp i kortere tidsskritt ved disse raskt bevegende leddene, mens andre ledd som Coriolis- og adveksjonsledd blir holdt konstant og bare oppdaterer variablene. For de romlige deriverte benyttes et annenordens sentrert differanseskjema.

3.1.3 Modelleringsystemet

Som allerede nevnt består WRF modelleringsystem av ulike programmer. Disse programmene må kjøres i en bestemt rekkefølge som forberedelse til selve tidsintegrasjonen og etterarbeid av dataene. De programmene jeg har benyttet meg av er illustrert i fig 3.3 nedenfor for å vise flyten av data gjennom en simulering. I WRFSI (WRF initialiseringsprogram) lages modellgitteret (domenet) og det leses blant annet inn terreng- og GRIB-data som blir interpolert inn i domenet.



Figur 3.3: WRF modelleringsstruktur, slik den er benyttet i min oppgave. I WRFSI (WRF initialiseringsprogram) lages domenet og det leses blant annet inn terreng- og GRIB-data som blir interpolert inn i domenet. I WRF-ARW utføres tidsintegrasjonen.

GRIDGEN er det første programmet som kjøres. Det henter inn lengde- og

breddegrads terrengdata, høyde til terrenget og arealbruk/vegetasjon, snøalbedo, månedlig albedo og temperaturen i bakken. Disse dataene blir interpolert inn til domenet som er blitt valgt. Her blir altså modelldomenet definert. GRID-PREP leser inn GRIB-data og konverterer dem til et enkelt format som kalles "intermediate format". Dette gjøres for at dataene senere skal bli mulig å interpolere inn til domenet.

Modellen er en regional modell, ikke en globalmodell, og trenger derfor sidegrensebetingelser gjennom hele tidsintegrasjonen i tillegg til initialbetingelser. Derfor trengs det meteorologiske data fra en annen værvarslingsmodell som input gjennom hele tidsintegrasjonen. HINTERP interpolerer dataene, som er blitt konvertert i GRID-PREP, horisontalt på modellgriddet. De meteorologiske dataene er ofte gitt i trykkoordinater, men siden WRF benytter seg av η -koordinatmodell må dataene interpoleres vertikalt til η -koordinater. Dette gjør programmet VINTERP. REAL genererer initialtilstanden for det første tidspunktet på domenet og randbetingelsene for de andre tidspunktene.

WRF-ARW er selve hovedprogrammet som utfører tidsintegrasjonen og programmet RIP viser resultatene grafisk. RIP kan plote alle utdataene fra alle programmene i modellsystemet, dvs. at den håndterer både trykk- og η -koordinater.

3.2 Modelloppsett

I dette avsnittet skal jeg gjøre rede for hvordan jeg satte opp WRF for modellkjøringene i min oppgave. De endringene jeg har foretatt i modellen for å foreta følsomhetstester blir beskrevet i neste avsnitt.

For både 66- og 90-timerskjøringene er domenestørrelsen på 101×89 gitterpunkter med en gitterlengde på 64 km og med 31 vertikalnivåer. I øverste vertikalnivå ble det konstante trykket, p_t , satt til 50 hPa. Senteret av domenet ble plassert ved 60.3°N og 39.82°W . Domenet viser områdene fra Afrika i sør til Nordpolen i nord og sentrale deler av USA i vest til Russland i øst. Figur 3.4 viser domenet.

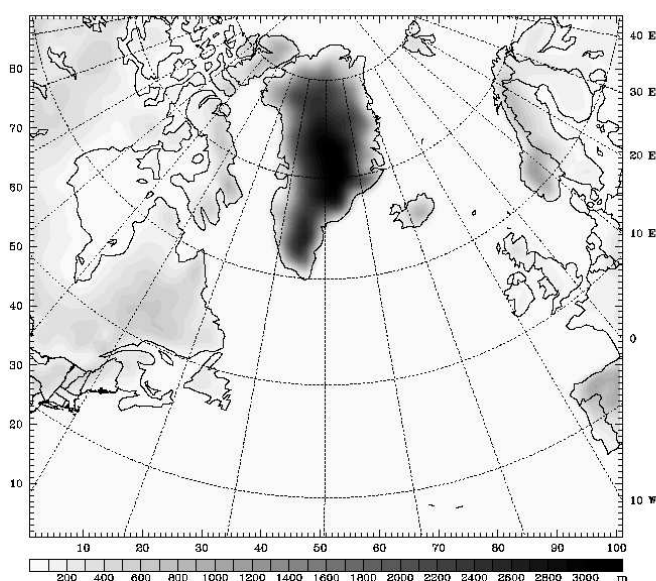
GRIB- og terrengdata er hentet fra NCEP og er av NetCDF-format (binært-format). GRIB- og terreng-dataene hadde en oppløsning på henholdsvis 1 time (111km) og 30 sek (0.925km). GRIB-dataene er de operasjonelle dataene fra avn/gfs-modellen. Man kan laste ned terrengdata-filene gratis på WRF sin brukerside² og GRIBdata-filene på hjemmesiden til NOAA³ og NCEP.

Det finnes flere muligheter for valg av fysiske skjemaer. Her vil jeg ta for

²(<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/http://wrfsi.noaa.gov/release/>)

³<ftp://ftp.ncep.noaa.gov/>

meg de skjemaene som jeg benyttet meg av i simuleringene. De andre alternative fysikkskjemaene er beskrevet i Dudhia m.fl. (2005).



Figur 3.4: Domenet slik det ble brukt i simuleringene. Den mørke skyggeleggingen angir høyden til terrenget.

Mikrofysikkskjema: Jeg har valgt å benytte skjemaet **Lin et al** som beskriver seks ulike hydrometeoror: vanndamp, skyvann, regn, skyis, snø og graupel. All parametrisering av produksjonsleddene er basert på Lin et al og Rutledge og Hobbs med noen modifikasjoner. Det er et relativt sofistikert skjema i WRF, og benyttes ofte i forskningsstudier.

Stråling: Oppvarming og avkjøling av atmosfæren blir beskrevet i strålings-skjemaene. Her inngår prosessene absorpsjon, emisjon, refleksjon og spredning. Fluks av langbølget stråling oppover i atmosfæren er bestemt ut i fra bakkens temperatur og emissiviteten.

Jeg har benyttet meg av **RRTM** (Rapid Radiative Transfer Model) for langbølget stråling, basert på Mlawer et al (1997), et spektralbåndskjema som bruker korrelert k-metode. Skjemaet bruker forhåndsbestemte datasett for å beskrive det langbølgede strålingsbidraget fra vanndamp, ozon, karbondioksid, sporgasser og den optiske tykkelsen til skyene.

For kortbølget stråling valgte jeg **Dudhia**-skjemaet, som er tatt fra MM5 (mesoskalamodellen til Pennsylvania State University). Dette skjemaet beskriver nedgående fluks av kortbølget stråling enkelt, og det tar hensyn til skyalbeto, spredning av stråling i klar atmosfære og absorpsjon av stråling i vanndamp og i skyer. Utregningen av den kortbølgede strålingsfluksen foregår ved å bruke gjennomsnittstrålingen over tidsintervallet man integrerer over.

Grenselag: Dette skjemaet er ansvarlig for utregning av de vertikale fluksene av energi og fuktighet, slik at modellen kan beskrive de atmosfæriske

tendensene av temperatur, fuktighet, og horisontal bevegelsesmengde. Prosessene som foregår i grenselaget må parametriseres. Jeg valgte **MRF-PBL** (Medium Range Forecast Model), også kalt Hon-Pan-PBL, et effektivt skjema som benytter seg av K-teori til å beregne fluks av fuktighet og varme i en ustabil atmosfære. Skjemaet håndterer vertikal diffusjon implisitt, som er basert på lokal R_i (Richardsontall) i den frie atmosfære.

Land-overflate: I dette skjemaet beregnes varme- og fuktighetsfluks fra overflaten. Dette foregår ved at skjemaet henter inn strålingsdata fra stålings-skjemaet og nedbørsdata fra grenselagskjemaet og benytter seg av disse dataene i utregningen av fluksene. Jeg har valgt **5 lags diffusjons-skjema**, som er et veldig enkelt land-overflate skjema. Her beregnes temperaturen for 5 lag i overflaten. Skjemaet tar ikke hensyn til vegetasjonsprosesser eller is-dekke, men siden simuleringen av Gudrun nesten ikke foregår over land, vil dette skjemaet være tilfredsstillende.

Cumulusparametrisering: Siden ikke alle nedbørs-, sky og fuktighetsprosesser kan oppløses i gitteret trengs det en parametrisering i ikke-hydrostatisk modeller som WRF. Cumulusskjemaet som jeg har benyttet meg av er **Grell Devenyi ensemble**. Skjemaet består av mange ulike cumulusskjemaer, hvor nedbør, oppdrift- og nedtrekk-flukser parametriseres enkelt. Grellskjemaet midler de ulike skjemaene innenfor hver gridboks og returnerer parameterverdiene. Det foregår ingen blanding av luft mellom skyene og omgivelsene, bortsett fra ved skytopp og skybunn.

Den første kjøringen min startet 06.01.2005 12 UTC, og modellen ble kjørt i 66 timer slik at den sluttet 09.01.2005 06 UTC. Den andre kjøringen startet 24 timer tidligere, dvs. 05.01.2005 12 UTC, og sluttet 09.01.2005 06 UTC etter at modellen hadde kjørt i 90 timer. Gudrun døde ut over 10. januar 18 UTC over Russland. For mitt studie er det ikke nødvendig å ha så lange kjøring, siden det blant annet ikke eksisterer noen videre fordypning av Gudrun gjennom hele denne perioden. Tidsskrittene ("timestep") i integreringen var 180 sekunder, og de meteorologiske dataene (GRIB-data) som ble benyttet til initial- og grenseflatebetingelsene kommer fra NCEP (National Center for Environmental Research) og har betegnelsen NCEP-AVN. Data for grenseflatebetingelser ble oppdatert hver time.

3.3 Simuleringene

I dette studiet har jeg gjort to ulike følsomhetstester, én uten frigjøring av latent varme og én uten topografi over Grønland. Jeg vil her kort ta for meg hvilke endringer jeg har gjort i modellen og modelldata før simuleringene startet. For både 66-timers-simuleringen og 90-timers-simuleringen er det gjort én kontrollkjøring og én kjøring uten topografi på Grønland. I 66-timers-simuleringen har jeg i tillegg gjort én kjøring uten frigjøring av latent

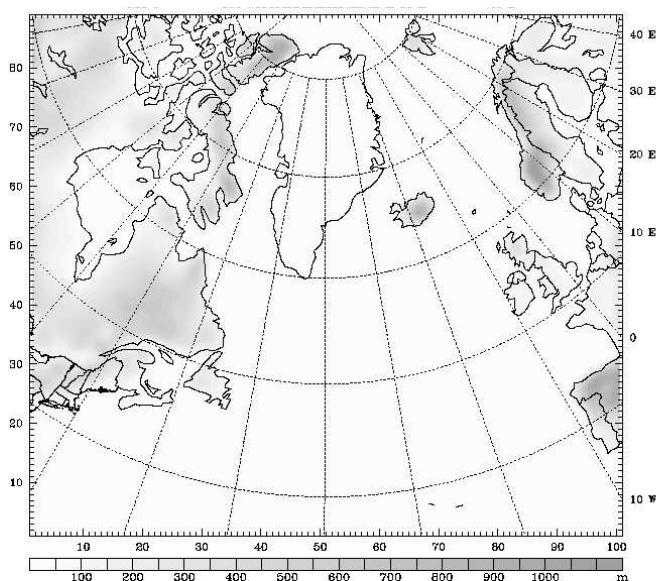
varme.

3.3.1 Fjernet frigjøring av latent varme

Formålet med denne simuleringen er å studere hvordan lavtrykksutviklingen til Gudrun var påvirket av den diabatiske prosessen, frigjøring av latent varme. I motsetning til MM5 (mesoskala modellen til Pennsylvania State University), finns det ingen innebygd funksjon i WRF som gjør det mulig å foreta simuleringer uten frigjøring av latent varme. For å kunne foreta denne simuleringen, måtte jeg gå inn i mikrofysikkskjemaet og kommentere ut en temperatur - matrise for latentvarme frigjøring. Samtidig måtte jeg slå av Cumulus-skjemaet.

3.3.2 Fjernet orografi på Grønland

Formålet med denne simuleringen er å studere om Grønlands orografi kunne hatt betydning for den dårlige 78-timers prognosen av Gudrun. Som tidligere nevnt fant Einarsson m.fl. (2005) ut at kaldluftsadveksjon generert av et lavtrykk over Grønland var avgjørende for lavtrykksutviklingen av Gudrun. Dette skal jeg prøve å bekrefte el. avkrefte ved å fjerne orografi på Grønland. For å kunne foreta simuleringer uten fjell på Grønland, måtte jeg lage et program som gikk inn i modellens terrengdata-fil og fjernet all orografi over Grønland. Dette programmet skrev jeg i Fortran 77. Jeg måtte lage 7 ulike bokser ("if -løkker") for å fjerne all fjell på Grønland. Høyden ble satt til 0 m.



Figur 3.5: Domenet slik det ble brukt i simuleringene uten orografi på Grønland.

Situasjon	66 timers kjøring (sett 1)
Control66	Kontrollkjøringen
ANALYSE	Analysen fra NCEP
NOLAT	Fjernet frigjøring av latent varme
NOGREEN66	Fjernet fjell på Grønland
Situasjon	90 timers kjøring (sett 2)
Control90	Kontrollkjøringen
ANALYSE	Analysen fra NCEP
NOGREEN90	Fjernet fjell på Grønland

Tabell 3.1: *Oversikt over de ulike kjøringene samt analyser.*

Kapittel 4

Resultater

I dette kapittelet blir først værsituasjonen av den ekstratropiske stormen Gudrun beskrevet. Deretter presenteres resultatene fra de to simuleringssettene, henholdsvis 66-timers-simuleringen (sett 1) og 90-timers-simuleringene (sett 2). Kapittelet inneholder også satellitt- og radarbilder for å få en bedre oversikt over værsituasjonen og for å knytte dem til simuleringene.

4.1 Generell beskrivelse av værsituasjonen

Analyserte værkart¹ fra klokken 18 UTC den 6. januar viser at Gudrun for første gang var synlig som et svakt tråg sydøst for Newfoundland (figur 4.1 a). Frem til og med dette tidspunktet hadde kalde luftmasser fra nordlige deler av Canada kollidert sammen med varme luftmasser fra de subtropiske områdene. Dette skapte store temperaturkontraster i meridional retning og dermed var forholdene lagt til rette for lavtrykksdannelse. Ifølge Carpenter (2005) ble Gudrun til ved en forstyrrelse på polarfronten vest for Irland (sydøst for Newfoundland) den 7. januar 18 UTC.

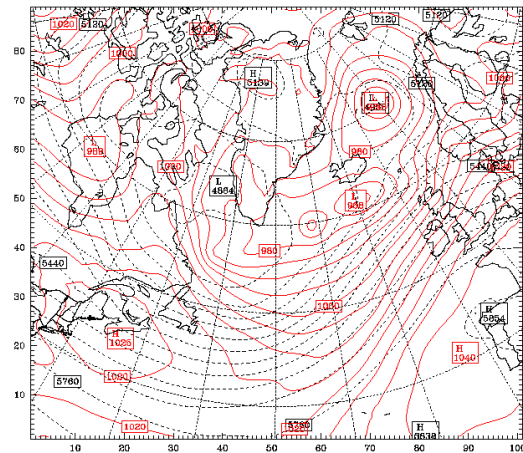
Den 7. januar 18 UTC, altså 24 timer seinere, viser værkartene at Gudrun lå i et område like vest for Irland som figur 4.1 b. Trykket i trågsenteret ble observert til 996 hPa². Adveksjon av kalde luftmasser fra Grønland var på vei sydover, noe som skulle vise seg å intensivere lavtrykket. Noen timer senere var en skyhatt (“Cloud head”) synlig på satellittbildene (figur 4.2). Denne skyhatten skyldes utløsning av symmetrisk instabilitet og er en indikasjon på kraftig fordypning av lavtrykket. 8. januar 06 UTC lå lavtrykksenteret like øst for Skottland og trykket var observert til 969 hPa. I løpet av disse 12 timene hadde Gudrun dypet seg med 27 hPa og hadde nå blitt til en ekstratropisk storm, eller rettere sagt en ekstratropisk orkan. 6 timer senere (12 UTC) befant lavtrykksenteret seg over Stavanger og trykket ble observert til 963 hPa (figur 4.1 d). Figur 4.3 viser tørrluftinntrengningen (som karakteriseres som en “scorpion tail”) hvor kald luft synker inn parallelt med kaldfronten

¹Analysen laget hver tredje time ved NCEP.

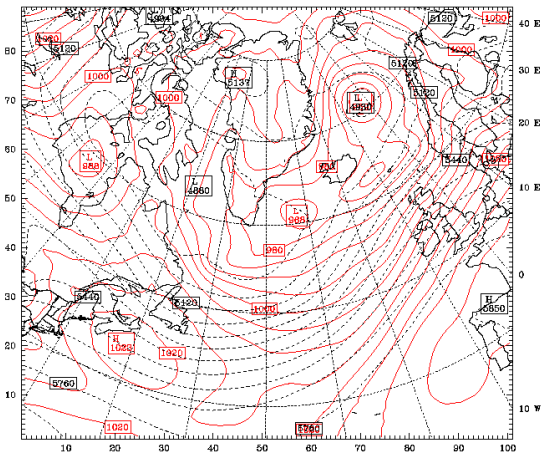
²SYNOP-data fra Meteorologisk Institutt.

inn mot lavtrykksenteret og fører til sterke vindkast i dette området, også kalt “sting jet”. Denne kalde lufta fører til sterkere vertikalbevegelse langs kaldfronten og dermed forsterkes intensivering av lavtrykket ved at divergensen i høyden er større enn konvergensen ved bakken. 8. januar 15 UTC lå lavtrykksenteret over midten av Sør-Norge (figur 4.1 e). Kald luft sirkulerer inn mot lavtrykksenteret og fører til videre fordypning (figur 4.4). Klokken 18 UTC lå lavtrykksenteret på svenskegrensen nordøst for Oslo. Syklonen var nå på sitt dypeste med et sentraltrykk på 960 hPa (figur 4.1 f).

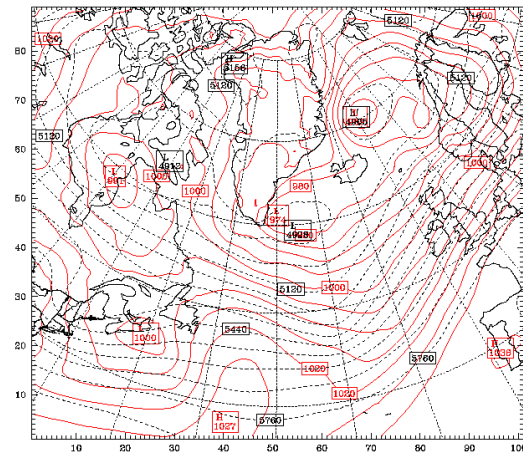
a) Analyse 6. januar 12 UTC



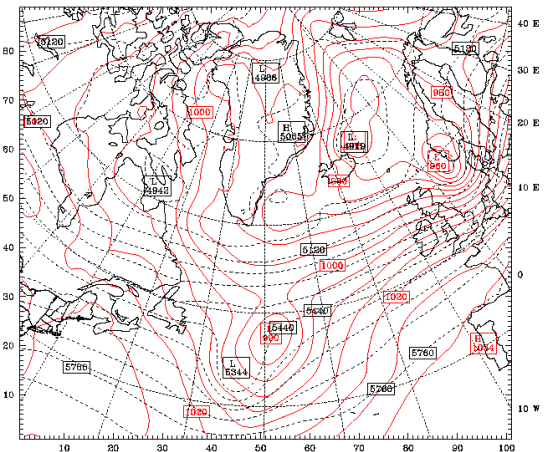
b) Analyse 6. januar 18 UTC



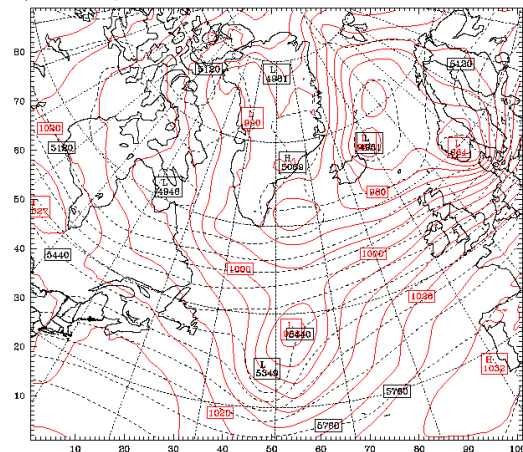
c) Analyse 7. januar 12 UTC



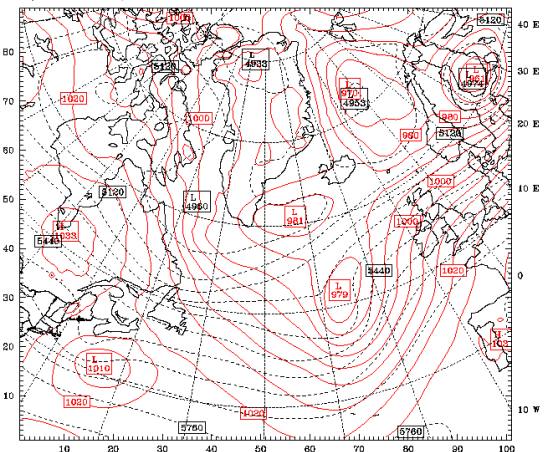
d) Analyse 8. januar 12 UTC



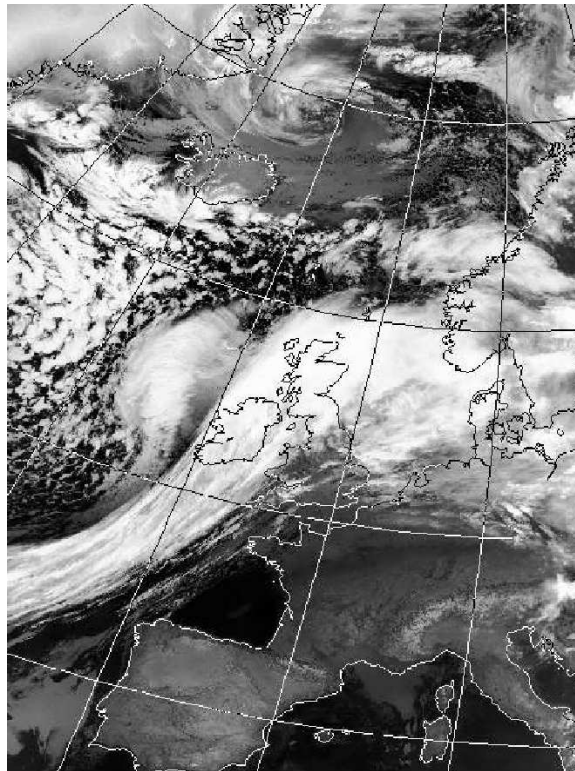
e) Analyse 8. januar 15 UTC



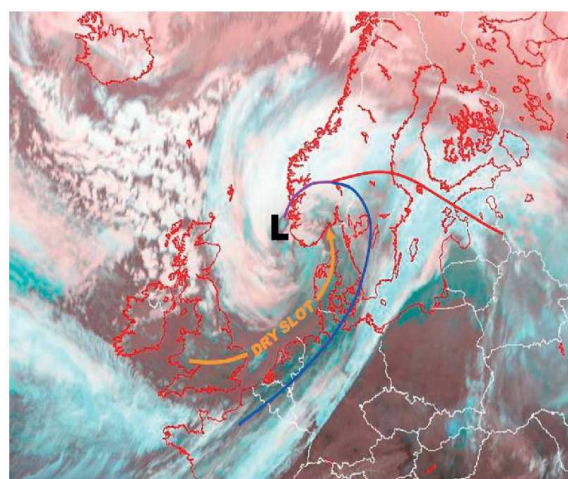
d) Analyse 9. januar 06 UTC



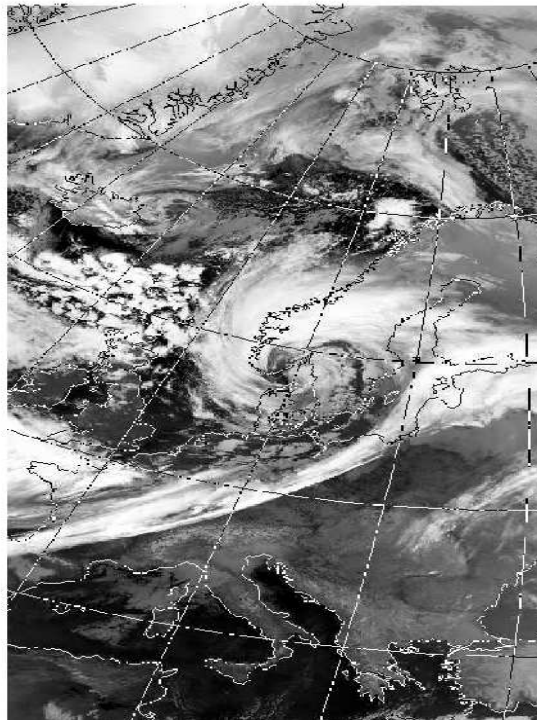
Figur 4.1: Analysert trykk ved havnivå [hPa] (heltrukne røde linjer) og høyden av 500 hPa flaten [m] (stiplede røde linjer).



Figur 4.2: Satellittbilde (termal infra-rød-spekter: $11.5 - 12.5\mu\text{m}$) den 7. januar 21.59 UTC fra Dundee Satellite Receiving Station.



Figur 4.3: Satellittbilde tatt 8. januar 12 UTC. Den blå linjen angir kaldfronten, den rød linjen angir varmfronten og den gule tykke linjen angir tørrluftsinntrengningen (Carpenter (2005)).



Figur 4.4: Satellittbilde (termal infra-rød-spekter: $11.5 - 12.5\mu\text{m}$) den 8. januar 15.24 UTC fra Dundee Satellite Receiving Station.

Nedbørsmengdene som falt under Gudrun i Storbritania og Skandinavia i tidsrommet 7. januar - 9. januar var store, men allikevel ikke ekstreme (relativt sett). Derimot kom det ekstremt mye nedbør på kort tid. Lokalt falt det over 30 mm nedbør på 12 timer. På Tjørhom i Sirdal 8. januar ble det kl. 18 UTC registrert 31.1 mm nedbør siste 12 timer. Til sammenlikning er månedsnormalen for denne stasjonen 178 mm. På samme tidspunkt ble det målt 50.3 mm nedbør ved Eik-Hove i Lund kommune (Rogaland) siste 12 timer³. Månedsnormalen for denne stasjonen er 200 mm. I disse områdene er det ikke unormalt med slike nedbørsmengder sett over en 5 års periode.

Ved Ekofisk 8. januar kl 18 UTC ble det registrert en middelvind på opptil 29 m/s, dvs. sterk storm. Her ble bølgehøyden observert til 10.0 m og vannhevingen til 0.55 m. På samme tid ble vinden målt i overkant av 25 m/s ved Lindesnes og enkelte andre utsatte steder på Sørlandskysten⁴. Den sterkeste vinden var observert til 46 m/s i vindkastene og med en middelvind på 35 m/s ved (vestlige deler i Jylland i Danmark. Her var forøvrig vannstanden 2 m over normalen (Carpenter (2005)).

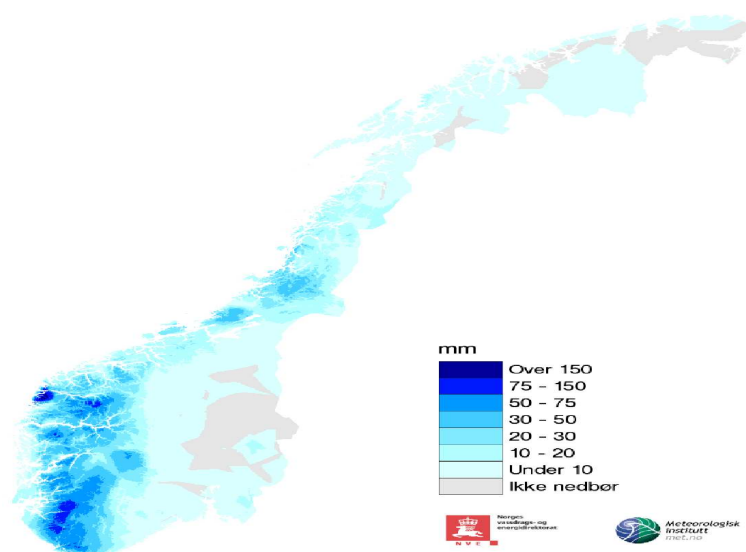
De store nedbørsmengdene er illustrert i figur 4.5. Figuren viser akkumulert

³met.no (eklima)

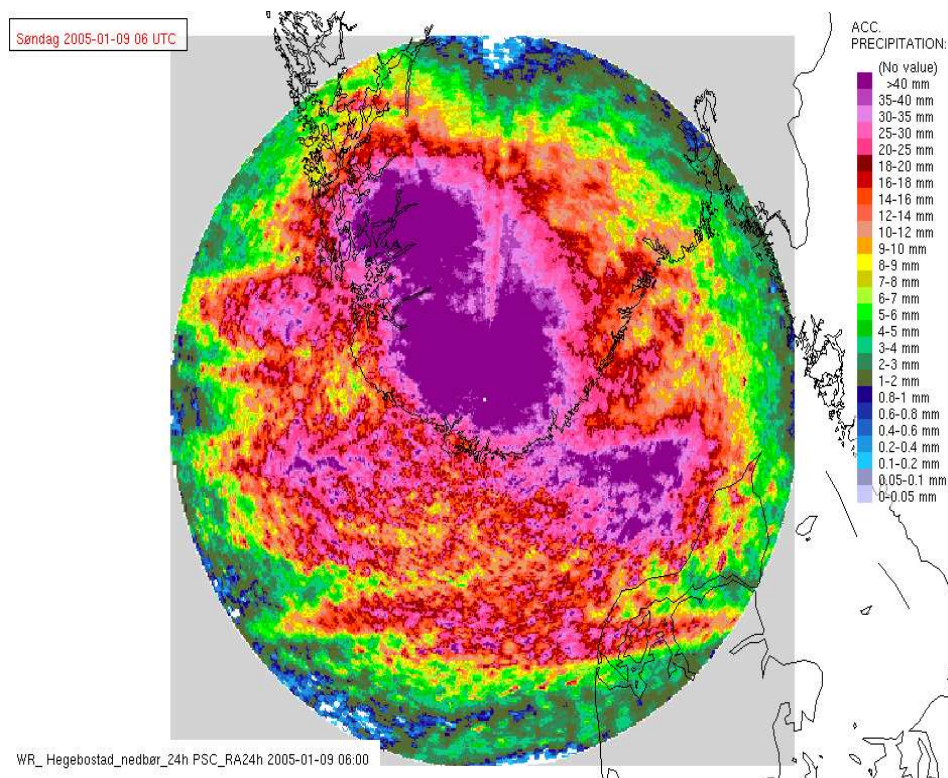
⁴www.eklima.met.no

nedbør siste 24 timer fra værstasjoner på landsbasis for perioden 8. januar 06 UTC til 9. januar 06 UTC. Mesteparten av nedbøren som falt på Sørlandet skyldtes frontnedbør, mens nedbøren som falt på vestlandet skyldtes i hovedsak orografisk nedbør grunnet pålandsvind. Denne nedbøren viser seg sterkt gjeldene på lo-siden av fjellene. Figuren ble lagd ved å interpolere nedbøren fra de ulike nedbørsstasjonene siden det ikke er registrert nedbør mellom stasjonene. Nedbøren som måles på stasjonene kan være for liten i forhold til omliggende områder. Dette kan da skyldes feilmålinger eller lokale effekter.

En annen måte å beregne akkumulert nedbør på, er ved å bruk av værradar. Radaren måler nedbøren kontinuerlig i områder som radaren dekker, i motsetning til nedbørsmålinger som bare foregår i punkter. Nedbøren beregnes matematisk, basert på nedbørsintensiteten over små tidsintervaller. Det gjøres visse forenklinger og antakelser som ikke er helt realistiske. Derfor er heller ikke denne metoden nøyaktig. Figur 4.6 fremstiller akkumulert nedbør de siste 24 timer den 9. januar 00 UTC, ved hjelp av radaren på Hægebostad.



Figur 4.5: Akkumulert nedbør de siste 24 timer ved bruk av interpolasjonsmetoden for tidsrommet 8. januar 06 UTC til 9. januar 06 UTC.



Figur 4.6: Akkumulert nedbør de siste 24 timer ved bruk av værradar for tidsrommet 8. januar 06 UTC til 9. januar 06 UTC.

4.2 66-timersimuleringene (sett 1)

I dette settet starter simuleringene av Gudrun den 6. januar 12 UTC og avsluttes 9. januar 06 UTC. Formålet med 66-timersimuleringene er å finne ut hvor godt WRF simulerer den ekstratropiske stormen Gudrun i tillegg til å angi betydning av latent varmekfrigjøring på den ekstratropiske stormen Gudrun.

4.2.1 Kontrollkjøringen

Initielt er det et skarpt tråg ved bakken utenfor sydspissen av Grønland, et lavtrykk mellom Grønland og Island og et høytrykk vest for Newfoundland som advekterer kald luft sydvest over vestlige deler av Atlanterhavet. Samtidig er det et høytrykk over Spania som advekterer varmluft nordøst i østlige områder av Atlanterhavet. Dette genererer en sterk baroklin sone sydøst for Newfoundland i breddegradsområdet 15° - 40° N. Ved samme posisjon er det et sterkt tråg i øvre nivåer (figur 4.7 a). Den barokline sonen forsterkes i løpet av de neste timene og ved 18 UTC kan man registrere et skarpt tråg ved bakken med en liten bølge i termalfeltet (figur 4.7 b).

De neste 18 timene, frem til 7. januar 12 UTC, forflytter bakketråget seg

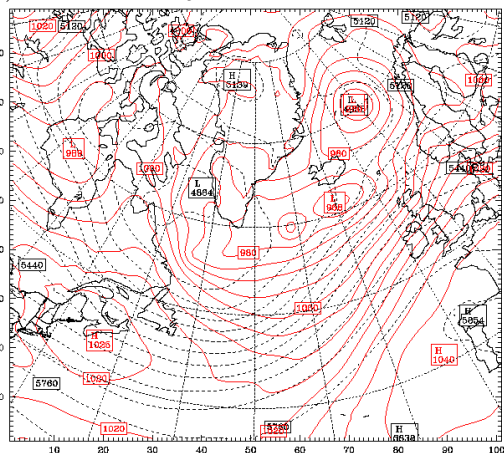
østover samtidig som frontogensen pågår. Frontene skjerpes, men trykket avtar ikke med mere enn 4 hPa i dette tidsrommet. Tråget ved bakken har ikke vekselvirket med det storstilte tråget (lavtrykket) i høyden, siden bakketråget befinner seg på sørsiden av tråget i høyden, hvor det er sterk antisyklonalt sirkulasjon i høyden. Dette fører til at den syklonale sirkulasjon ved bakken som prøver å forplante seg oppover i atmosfæren, blir motarbeidet av den antisyklonale strømmingen og dermed eksisterer det svak syklogenese. Det er først når lavtrykket kommer inn i området hvor det eksisterer syklonalt skjær i høyden og hvor det er sterk adveksjon av PV at lavtrykket dyper seg ytterligere.

På sin ferd videre østover dyper tråget seg mere, og den 7. januar 18 UTC befinner tråget seg like sydvest for Irland. Ved dette tidspunktet eksisterer det et tråg i høyden, og bakketråget begynner å vekselvirke med tråget i høyden (ikke vist). Trykket i trågsenteret er nå beregnet til 1002 hPa mot 996 hPa i analysen. Ut i fra figur 4.7 c ser en at tråget i høyden er fremdeles i sterk ufase med tråget ved bakken og helningen av tråget med høyden er fremdeles stor og dermed er lavtrykksfordypningen langt i fra over. Dessuten er kaldluft fra Grønland på vei sydøstover.

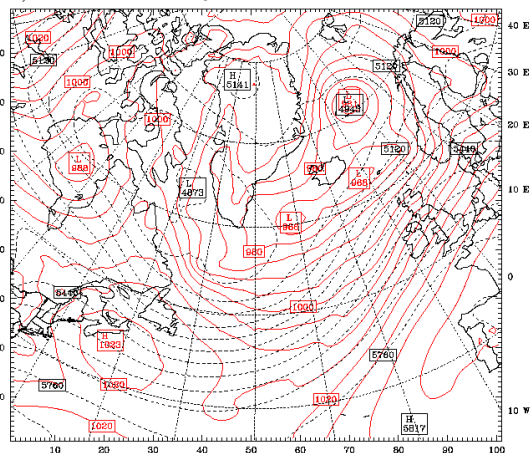
Den 8. januar 06 UTC ligger syklonsenteret over like øst for Skottland. De siste 12 timene har Gudrun tatt en nordøstlig bane, grunnet det sterke høytrykket over Spania som hindrer lavtrykket i å gå rett østover. Trykket er modellert til 974 hPa. Til sammenlikning viser analysen fra NCEP på samme tidspunkt at sentraltrykket er 968 hPa. De siste 12 timene har lavtrykket gjennomgått en fordypning på omlag 28 hPa. Figur 4.7 d viser en sone med kald luft strekker seg sørøstover fra Island mot Irland og et høytrykk over Spania hindrer denne kalde luftstrømmen å dra videre sørover, slik at det blir kaldluftadveksjon over Irland og østlige deler av Nord-Atlanteren (4.8 a) som bidrar til videre fordypning av lavtrykket. Som man kan se ut i fra figuren er det en veldefinert bølge i tykkelsesfeltet (tykkelsen 500 - 1000 hPa flaten) med en pose av kald luft like vest for London og en varm rygg øst for London. Figur 4.9 viser potensiell temperatur i 900 hPa flaten den 8. januar 12 UTC. Lavtrykket befinner seg over Sør-Norge trykket i senteret er modellert til 955 hPa. Kaldfronten er orientert i en nord-sør retning og varmfronten er orientert fra vest mot øst. Man ser utifra gradienten i potensiell temperatur at kaldfronten er svak fra Belgia til Norge. Dette er en god indikasjon på et frontaltbrudd (Shapiro (1999)), og det eksisterer en T-bone struktur i termalfeltet.

Kl 15 UTC er det barokline lavtrykket sentrert over midten av Sør-Norge. Ved dette tidspunktet genererer Gudrun sterkest vind med opptil 50 knop, dvs. 27 m/s., i Skagerraksområdet. Trykket i lavtrykksenteret er beregnet til 956 hPa. Tykkelsesplottet figur 4.8 b viser kald luftmasser som strekker seg over Nordsjøen og krummer seg rundt Sør-Norge.

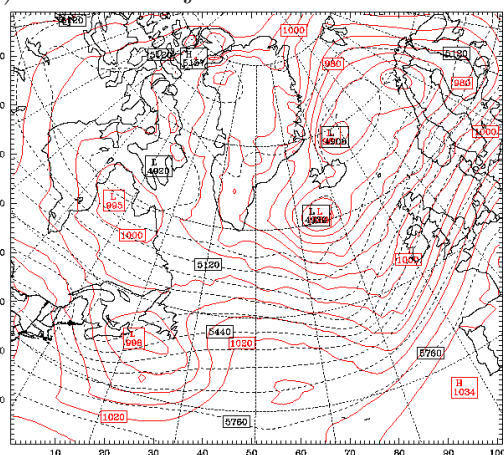
a) Control 6. januar 12 UTC



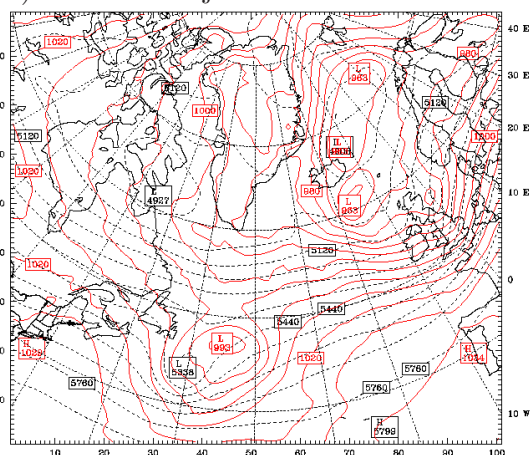
b) Control 6. januar 18 UTC



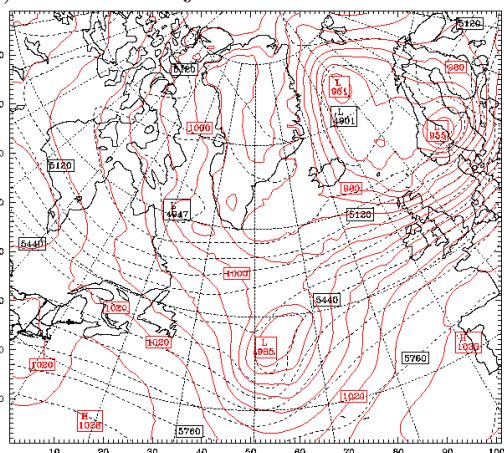
c) Control 7. januar 18 UTC



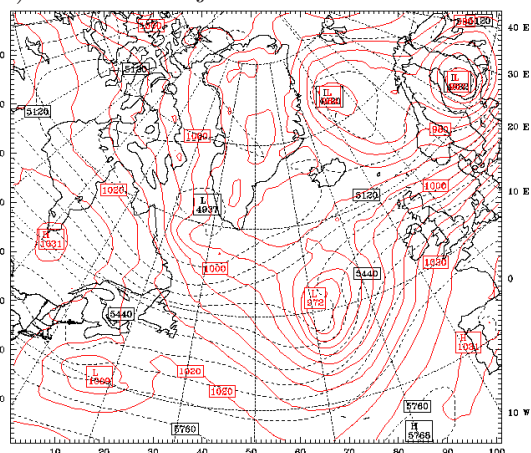
d) Control 8. januar 06 UTC



e) Control 8. januar 18 UTC

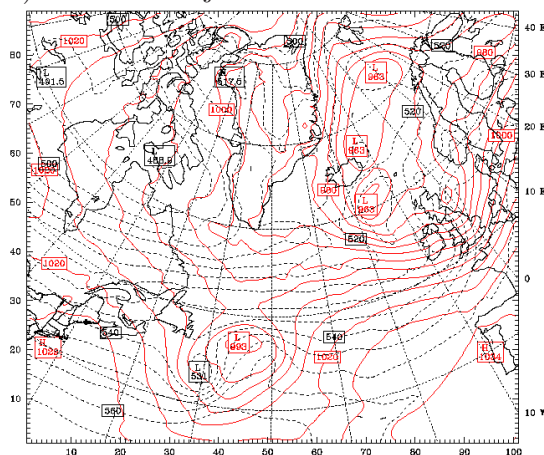


f) Control 9. januar 06 UTC

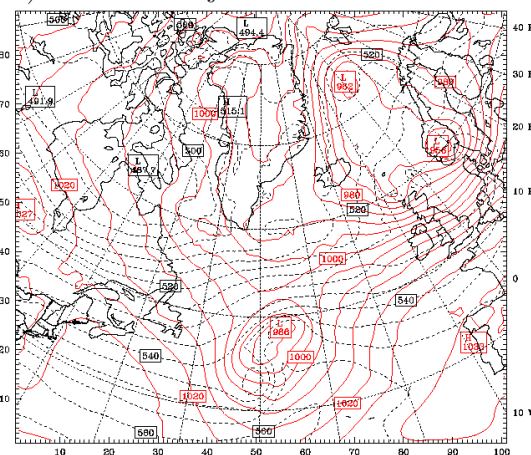


Figur 4.7: Trykk ved havnivå [hPa] (heltrukne røde linjer) og høyden av 500 hPa flaten [m] (stiplede røde linjer) etter a) +0 timer, b) +6 timer, c) +30 timer, d) +42 timer, e) +54 timer og f) 66 timer for kontrollkjøringen.

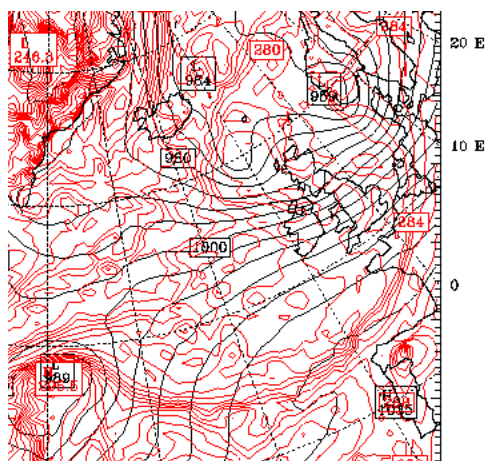
a) Control 8. januar 06 UTC



b) Control 8. januar 15 UTC



Figur 4.8: Figuren angir geopotensiell tykkelse av 1000 hPa-500 hPa -flaten (svarte stiplede linjer) og trykk ved havnivå (røde linjer) for 8. januar 06 UTC og 15 UTC.



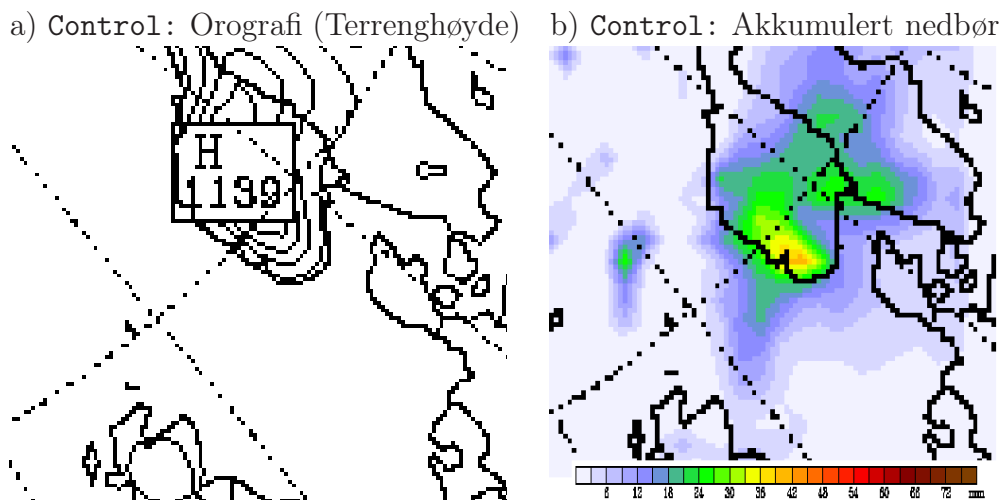
Figur 4.9: Figuren angir potensiell temperatur ved 900 hPa-flaten (røde linjer) og trykk ved havnivå (svarte linjer).

Dette kan man også finne igjen på satellittbildet (figur 4.4), der den kalde luftmassen med cumulusskyer strekker seg fra Island mot Storbritania. Den kalde lufta krummes inn mot senteret av lavtrykket (Gudrun) (markert i figuren som et svart felt fra Irland i vest til Kristiansand i øst).

Figur 4.7 e viser trykk ved havnivå og høyden av 500 hPa flaten etter 54 timer, den 8. januar 18 UTC. Syklonsenteret befinner seg ved svenskegrensen, like nord for Oslo. Tråget i høyden har tatt igjen lavtrykket ved bakken og er nesten i fase med hverandre. Trykket i lavtrykksenteret er 955 hPa. Nå er den raske lavtrykksfordypningen over, 47 hPa på 24 timer.

Den 9. januar 06 UTC befinner lavtrykket seg over Finland, og trykket er nå 957 hPa. Siden lavtrykket i høyden er i fase med lavtrykket ved bakken, foreligger det heller ikke baroklin energioverføring, og dermed er lavtrykksfordypningen avsluttet. Trykket har allerede steget et par hPa de siste timene og lavtrykket i høyden er i ferd med å fylles opp.

Beregnet akkumulert nedbør de siste 24 timer den 9. januar 06 UTC fra kontrollkjøringen er illustrert i figur 4.10. De største nedbørsmengdene er ved fjelltraktene på Vestlandskysten hvor nedbøren blir beregnet til 42 mm. Man ser tydelig at WRF-modellen angir nedbøren med varierende nøyaktighet for fjelltraktene i Sør-Norge, sammenliknet med interpolasjonsmetoden (figur 4.5). Akkumulert nedbør er ganske bra modellert for fjellområdene på Vestlands- og Sørlandskysten, men viser for lite nedbørsmengder for fjelltraktene på Østlandet. Dette skyldes blant annet at fjellene er for lave i modellen, grunnet for grov gitteroppløsning, slik at for lite vanndamp blir kondensert ut ved orografisk løfting av de fuktige luftmassene. Dette kan man også tyde på vestlandskysten, hvor den akkumulerte nedbøren er litt for lav sammenliknet akkumulert nedbør i figur 4.5.

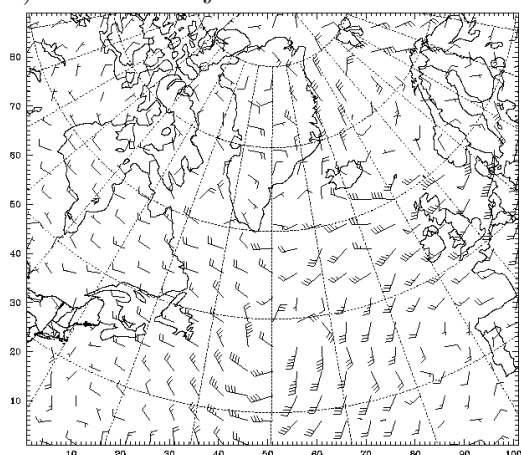


Figur 4.10: a) *Terrenghøyde [m] for Sør-Norge. Ekvidistansen mellom høydekonturene er 200 meter.* b) *Nedbør [mm] for Control-kjøringen siste 24 timer den 9. januar 06 UTC (+66 timer).*

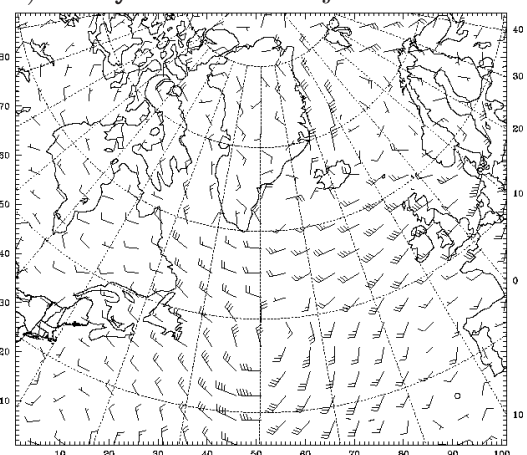
Modellert vind for 8. januar 15 UTC er illustrert i figur 4.11 a. Vinden i Skageraksområdet når en hastighet på omlag 40 m/s. Figur 4.11 b angir vindhastigheten i analysen. Her ser man at den vindhastigheten er på omlag 65 knop eller 32.5 m/s i det samme området. Dette skyldes ikke at Gudrun er dypere analysen sammenliknet med kontrollkjøringen, tvert i mot så er Gudrun dypere i kontrollkjøringen enn i analysen. Dette skyldes derimot at lavtrykket og dets trykkfelt i kontrollkjøringen er litt annerledes sammen-

liknet med trykkfeltet i analysen. Sammenlikner man kontrollkjøringen mot observert vindhastighet, viser det seg at vinden i kontrollkjøringen kan enkelte steder være høyere enn det som er observert. Men man må også ta hensyn til målestasjonene heller ikke befinner seg på nøyaktig samme sted som gitterpunktet i modellen. Dessuten er det heller ikke alle steder hvor det finnes observasjoner, slik at sammenlikning kan være vanskelig.

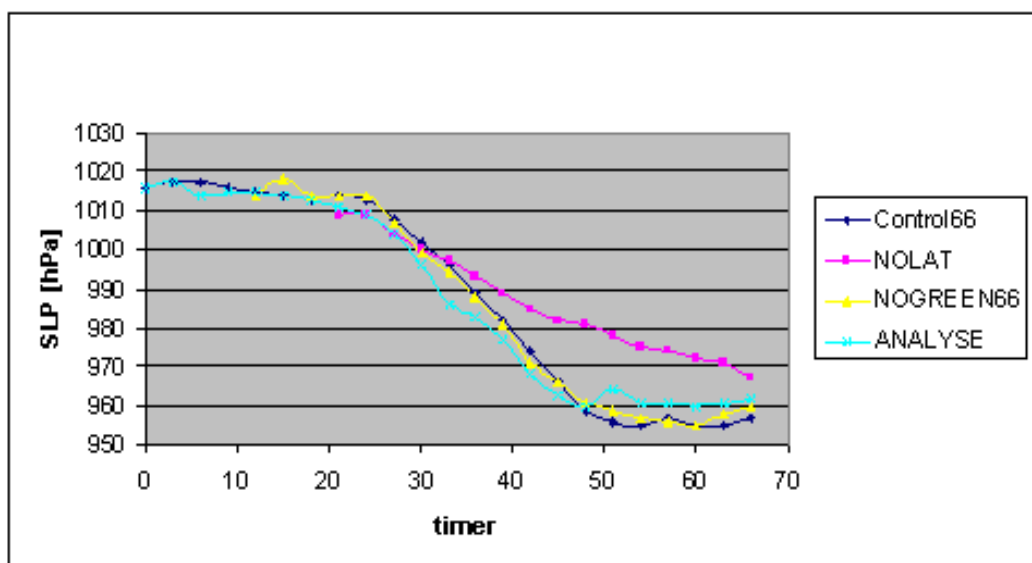
a) Control 8. januar 15 UTC



b) Analyse (NCEP) 8. januar 15 UTC

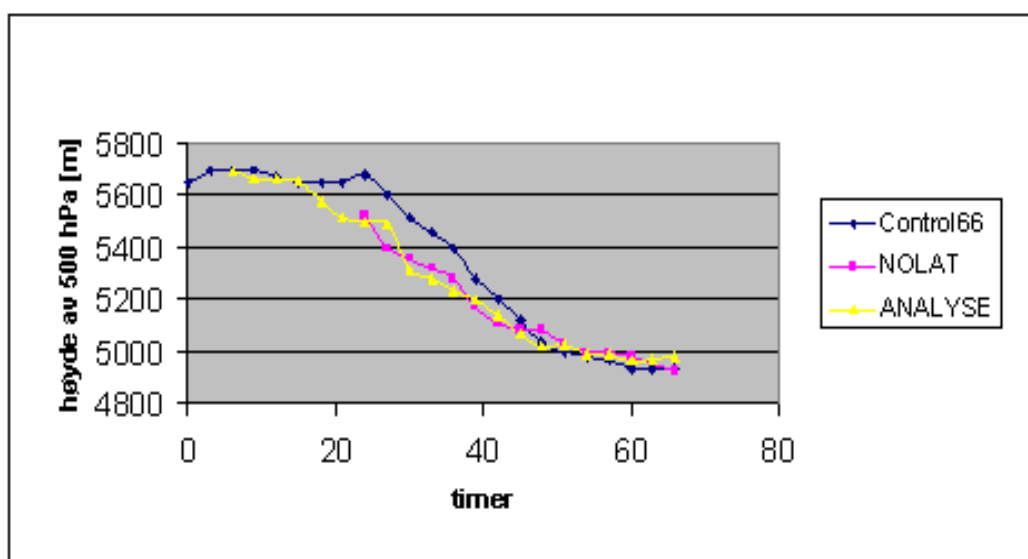


Figur 4.11: Horisontale vindvektorer ved bakken [en strek på vindvektoren: 5 m/s].



Figur 4.12: Tidsutvikling av trykk ved havnivå i lavtrykksenter for de ulike kjøringene for Gudrun og analysen fra NCEP.

Sammenliknes Control-kjøringen med analysen fra NCEP er lavtrykket ved bakken noen få hPa svakere i Control66 enn i analysen etter 45-48 timene som figur 4.12 viser. Dette skyldes at kaldluftsadveksjonen var noe forsinket i kontrollkjøringen. De neste 18-21 timene er lavtrykket dypere i Control enn i analysen. I høyden er også 500 hPa flaten høyere i kontrollkjøringen enn i analysen de første 48 timene, og motsatt de neste 18 timene (figur 4.13). Den ekstreme raske fordypningen i analysen er svært godt angitt i kontrollkjøringen, bortsett fra den den starter 3 timer seinere). En av grunnene til at lavtrykket dyper seg mere i kontrollkjøringen enn i analysen er pga. at modellen modellerer sterkere kaldluftsadveksjon enn i analysen. Dette kan man se ut i fra figur 4.12 og figur 4.13, hvor Gudrun i Control66 fordyper seg mindre enn i analysen i tidsrommet 7. januar 09 UTC - 8. januar 12 UTC. Men etter 8. januar 12 UTC er Gudrun dypere i Control66 enn i analysen. Plasseringen av lavtrykket ved bakken og i høyden i kontrollkjøringen er svært godt simulert sammenliknet med analysen.



Figur 4.13: Tidsutvikling til lavtrykket av 500 hPa flaten for de ulike kjøringene for Gudrun og analysen fra NCEP.

Carpenter (2005) definerer 7. januar 18 UTC som fødselstidspunktet for Gudrun. Det er ved dette tidspunktet at bakketråget blir et sirkulært lavtrykk (ikke vist) i tillegg til at bakkelavtrykket begynner å vekselvirke med tråget i øvre nivåer. Jeg velger derimot 6. januar 18 UTC som initialiseringen av Gudrun, grunnet et skarpt tråg med syklonal sirkulasjon med en tilhørende termalbølge like øst for Newfoundland. Det er verdt å merke seg at tråget ikke dyper seg mere enn noen få hPa frem til 7. januar 18 UTC. Senere i kapitlet gjør jeg en simulering av Gudrun uten frigjøring av latent varme. Den kjøringen (NOLAT) blir sammenliknet med kontrollkjøringen for så

å beregne hvor stort bidrag latent varme bidro til fordypningen av Gudrun. Dette bidraget blir kalkulert basert på trykket i tråget den 6. januar 18 UTC.

4.2.2 Kjøring uten frigjøring av latent varme

For å se på hvilken effekt latent varme har å si på lavtrykksutviklingen av Gudun, ble simuleringen kjørt uten latent varmekjøring. Simuleringen starter 06.01.05 12 UTC og avsluttes 09.01.05 06 UTC, slik som i kontrollkjøringen. Figur 4.12 viser at det barokline lavtrykket er signifikant svakere i NOLAT enn i kontrollkjøringen (Control66). Etter 33 timer er trykket både for Control66 og NOLAT tilnærmet 996 hPa. Etter 48 timer har lavtrykket i Control66 gjennomgått en rask fordypning, og trykket i senteret er 959 hPa. I NOLAT er trykket bare 981 hPa. Dette gir at latent varme bidro med 39 % (38.56 %) av den raske fordypningen til lavtrykket de første 48 timene av simuleringen. Senere i simuleringen er ikke forskjellene så store. Etter 63 timer den 9. januar 03 UTC, er trykket 971 hPa i senter i NOLAT mot 955 hPa i kontrollkjøringen. Dette innebærer at latent varme bidro med 26 % av fordypningen fram til dette tidspunktet. Dersom beregningen av bidraget fra latent varme frigjøring hadde vært basert 7. januar 18 UTC, ville bidraget fra latent varme vært større, henholdsvis 16.5 % og 51 % etter henholdsvis 33- og 48 timer.

En nærmere undersøkelse av utviklingen til syklonen i NOLAT viser at lavtrykket har en litt annen form, posisjon og styrke enn i Control66 (figur 4.14). I Control66 er lavtrykkets posisjon 3 timer på etterskudd sammenliknet med lavtrykket i NOLAT. Dette skyldes at bølgeamplituden til 500 hPa flaten er større i Control66 enn i NOLAT. Fra teorien vet en at lavtrykk med liten bølgeamplitude beveger seg hurtigere enn lavtrykk med stor bølgeamplitude. Man skulle også tro at lavtrykket i kontrollkjøringen skulle avbøyes mer mot venstre sammenliknet med lavtrykket i NOLAT, siden lavtrykket er dypere. Studerer man lavtrykksbanene i detalj, kan man se noen små ulikheter i plassering. Årsaken til at lavtrykksbanene er så like i de to simuleringene kan være på grunn av friksjonen fra kontinentet. Forskjellen hadde trolig vært større dersom den videre simuleringen at Gudrun hadde foregått over hav. I figuren er det kraftig rød skyggelegging, som markerer at trykket er høyere i NOLAT enn i Control66. Det viser at latent varmekjøring har stor betydning for lavtrykksfordypningen. Merk at Gudrun ikke er et sirkulært lavtrykk i NOLAT. Dette skyldes at ekvidistansen mellom isobarene er for høy.

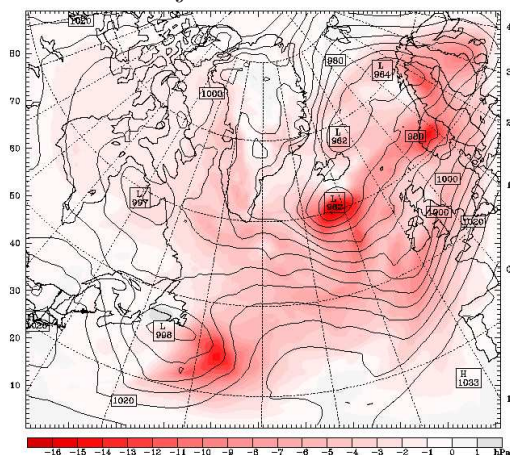
Før de 42 første timene av simuleringen er tråget på 500 hPa flaten dypere i NOLAT enn i kontrollkjøringen som figur 4.13 viser. Senere er det tilnærmet ingen forskjell mellom de kjøringene. I høyden har tråget i NOLAT og tråget i kontrollkjøringen en meget lik beliggenhet. Siden lavtrykket ved bakken i NOLAT ligger litt lengre øst for lavtrykket i Control66, blir helningen av lavtrykket med høyden en mindre i forhold til kontrollkjøringen. Dette fører

til at lavtrykket på 500 hPa flaten kommer tidligere i fase med lavtrykket ved bakken i kontrollkjøringen enn i NOLAT. Dette kan man også se i figur 4.13 hvor trykket i NOLAT avtar jevnt hele tiden, mens trykk-kurven i kontrollkjøringen er flat de siste 6 timene noe som tyder på avsluttet fordypning. har Høyere oppe i atmosfæren, på 300 hPa flaten, er tråget enda dypere i NOLAT i forhold til Control66 enn det var på 500 hPa flaten. Dette er på grunn av at latent varmekfrigjøring induserer syklonal sirkulasjon under maksimum av latent varmekfrigjøring og antisyklonal sirkulasjon over maksimum av (kap 2.2). Dermed blir tråget i høyden dypere i kjøringen uten latent varmekfrigjøring enn i Control66.

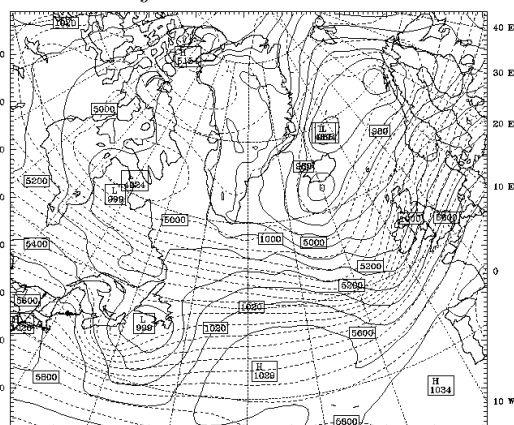
Undersøker vi tykkelsesfeltet etter 48 timer, den 8. januar 12 UTC (figur 4.15), er den kalde luftmassen som strekker seg østover i Atlanterhavet mye smalere i kontrollkjøringen enn i kjøringen uten latent varmekfrigjøring. I Control66 slynger de kalde luftmassene seg nordover og rundt lavtrykkssenteret. I NOLAT derimot er sonen med kald luft mye bredere og strekker seg ikke nordover og rundt lavtrykket slik som i kontrollkjøringen. Over Sør-Norge er tykkelsen mindre i NOLAT enn i kontrollkjøringen. Tykkelseslinjene i Control66 har en form som en S, mens i NOLAT har linjene en U-form. Når latent varme utelates vil luftsøylen mellom 1000 og 500 hPa bli kaldere og dermed lavere i områder med kondensasjon. Over Sør-Norge, der det var nedbør, minker derfor tykkelsen når latent varme utelates. Derfor blir sonen med kald luft bredere og tykkelseslinjene får en U-form i NOLAT, hvor gradienten i tykkelsesfeltet er mindre sammenliknet med i Control66. Dette fører til at kaldluftsadveksjonen i NOLAT er mindre enn i kontrollkjøringen, og følgelig er den barokline utviklingen i NOLAT svakere siden konverteringen fra potensiell energi til kinetisk energi er svakere enn i Control66.

Figur 4.16 b fremstiller akkumulert nedbør de siste 24 timer over Sør-Norge den 9. januar 06 UTC. Sammenliknet med akkumulert nedbør de siste 24 timer i Control66 (figur 4.10), ser man tydelig at nedbørsmengdene er mindre. Dette skyldes at den vertikale bevegelsen langs fronten er mindre, grunnet svakere lavtrykksfordypning som skyldes at frigjøring av latent varme er utelatt. Latent varmekfrigjøring bidrar også til mere nedbørsdannelse ved at den frigjorte varmen varmer opp luft i det nivået den blir frigitt som senere føre til videre vertikalbevegelse og nedbørdannelse i nivåene over. Den reduserte lavtrykksfordypningen fører også til at trykkgradienten blir svekket. Dette medfører svakere vind sammenliknet med Control66 (figur 4.16 a og figur 4.11).

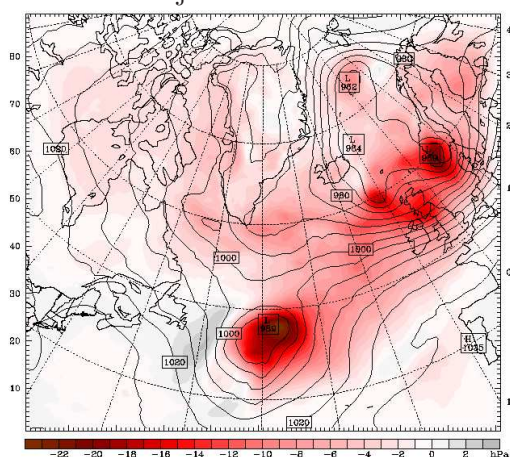
Control 7. januar 21 UTC



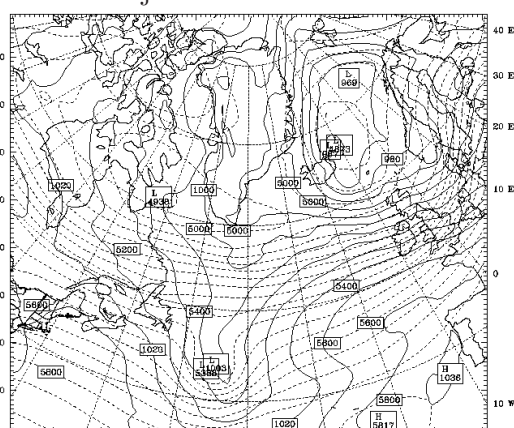
NOLAT 7. januar 21 UTC



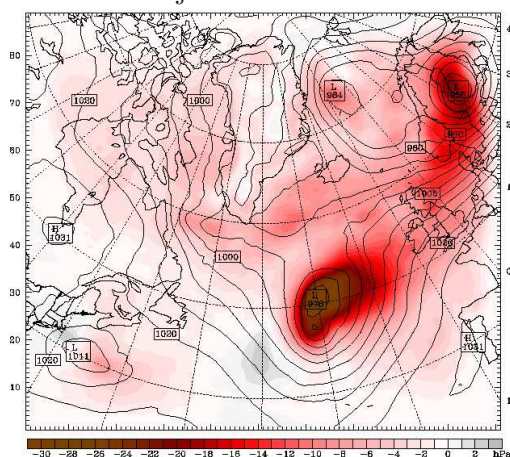
Control 8. januar 12 UTC



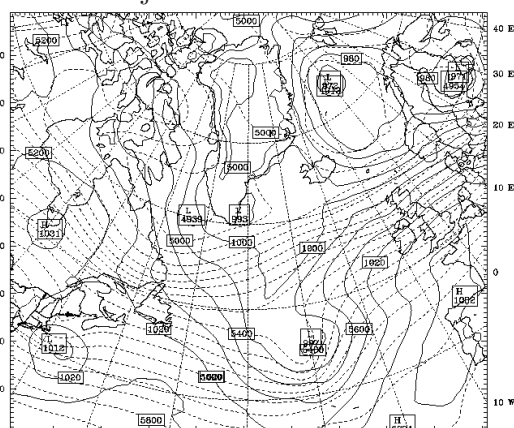
NOLAT 8. januar 12 UTC



Control 9. januar 03 UTC

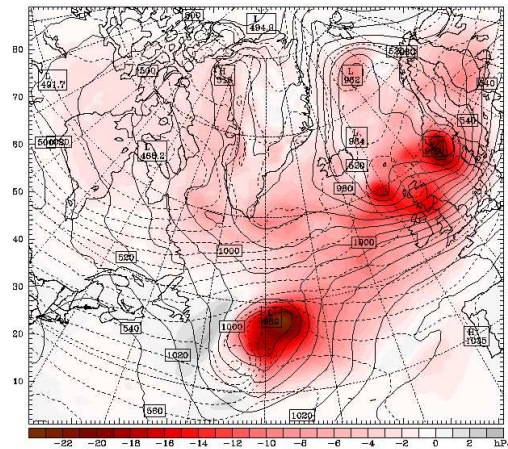


NOLAT 9. januar 03 UTC

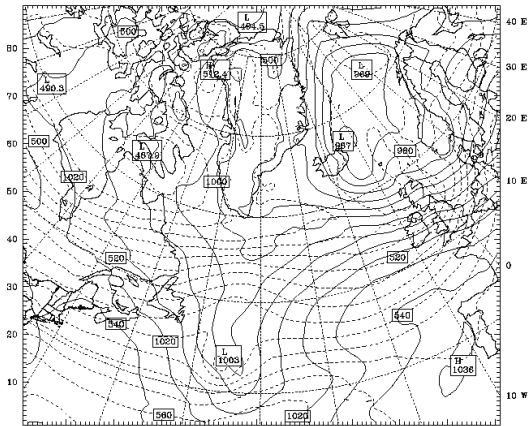


Figur 4.14: Trykk ved havnivå [hPa] (heltrukne linjer) etter +33, +48 og +63 timer. Fargeskalaen markerer trykkdifferansen mellom kontrollkjøringen (Control66) og NOLAT. Høyden av 500 hPa flaten (stiplede linjer) er vist for NOLAT (høyre kolonne). Negative verdier (rød skyggelegging) markerer at trykket var høyere i NOLAT enn i Control66.

a) Control 8. januar 12 UTC

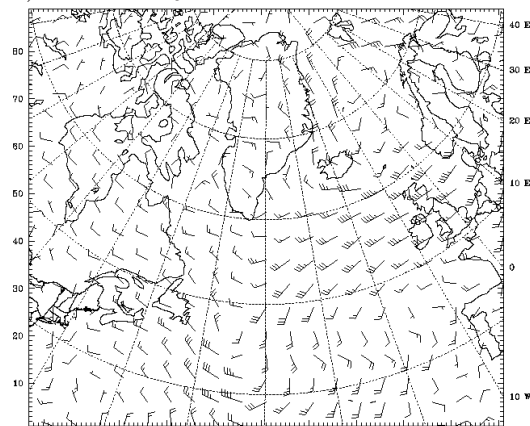


b) NOLAT 8. januar 12 UTC

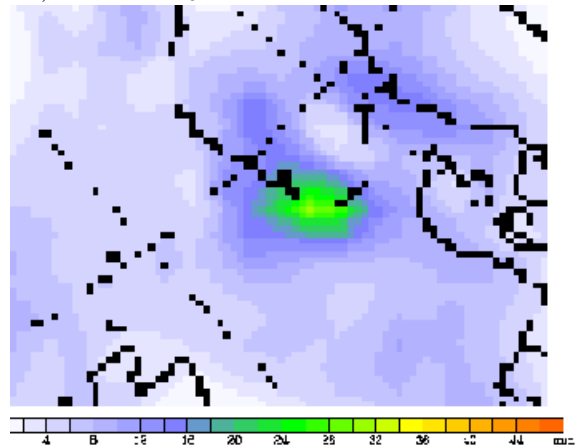


Figur 4.15: a) Trykk ved havnivå [hPa] (heltrukne linjer) og tykkelsen av 500-1000 hPa flaten [deca m] og trykkdifferansen mellom Control66 og NOLAT etter 48 timer. b) Trykk ved havnivå (heltrukne linjer) og tykkelsen av 500-1000 hPa flaten [deca m] (stiplede linjer) etter 48 timer.

a) NOLAT 8. januar 15 UTC



b) NOLAT 9. januar 06 UTC



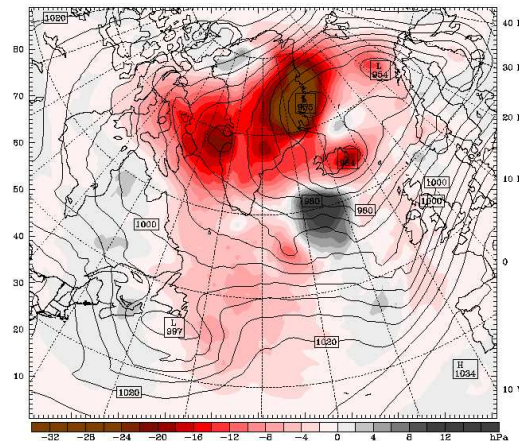
Figur 4.16: a) Horisontale vindvektorer [en strek på vindvektoren: 5 m/s] den 8. januar 15 UTC. b) Akkumulert nedbør de siste 24 timer den 9. januar 06 UTC.

4.2.3 Kjøring uten fjell på Grønland

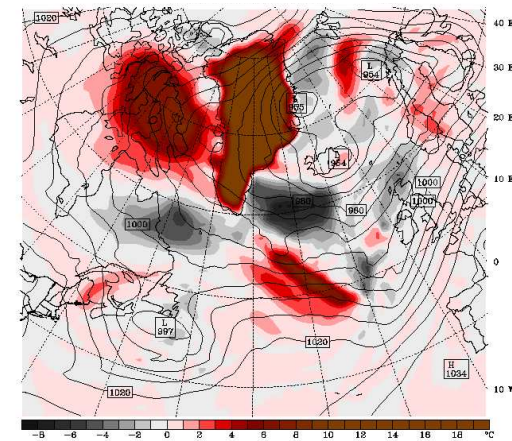
Gudrunsituasjonen ble simulert uten orografi på Grønland for å se hvilke effekter fjellene og isplatåene hadde på lavtrykksutviklingen. Tidligere studier har vist at Grønland har stor innvirkning på trykkfeltet (f.eks. Petersen (2004) og Kristjánsson og McInnes (1999)). I denne simuleringen av Gudrun var det derimot små ulikheter for selve lavtrykksutviklingen av Gudrun sammenliknet med kontrollkjøringen (Control66) til tross for at Grønlands orografi var blitt fjernet. Gudrun ble en ekstratropisk syklon, og syklonens styrke, dybde og plassering var bra simulert sammenliknet med kontrollkjøringen (figur 4.12). I områdene utenfor Gudruns lavtrykkssenter var det derimot store ulikheter i atmosfærens sirkulasjon som førte til at blant annet trykkfeltet så annerledes ut i disse områdene (figur 4.17).

Det er som er verdt å merke seg ved denne simuleringen er at det er et svært urealistisk bilde av alle typer meteorologiske felter de første 24 timene. Disse feltene er sammentrykte og nærmest kaotiske i disse timene, men blir bedre for hver tidsintegrasjon. Dette kaoset oppstår trolig når modellen skal foreta beregninger ved første tidssteg, hvor GRIBdata som modellen tar utgangspunkt i under beregningen over Grønland er basert på at orografi eksisterer og da forstår ikke modellen ikke at Grønlands orografi er fjernet ved første beregning. Dette kan ha en innvirkning på hvordan den atmosfæriske sirkulasjonen utartet seg senere i simuleringen. Jeg velger allikevel å beholde denne simuleringen, fordi den allikevel kan forklare hvordan orografien påvirker simuleringen. Hvor riktig denne simuleringen er sammenliknet med en simulering hvor det ikke hadde oppstått kaos uten Grønland, er vanskelig å gi et svar på. Det er derfor viktig å vite at resultatene av denne simuleringen med dens tolkning i kapittelet diskusjon og tolkning (kapittel 5) og konklusjon i kapittel 6 er basert på dette kaosbilde.

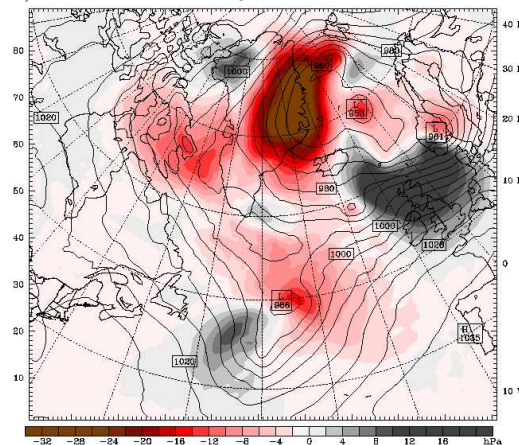
a) NOGREEN66 7. januar 18 UTC



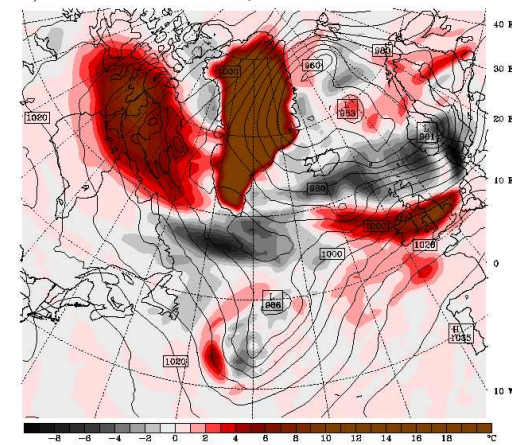
b) NOGREEN66 7. januar 18 UTC



c) NOGREEN66 8. januar 12 UTC



d) NOGREEN66 8. januar 12 UTC



Figur 4.17: Figurene viser trykk ved havnivå [hPa] (stiplede linjer) etter +30 timer a) og b) og +48 timer c) og d). Fargeskalaen i venstre kolonne angir differansen i trykk med havnivå mellom NOGREEN66 og Control66. Positive verdier (mørk skyggelegging) markerer at trykket er høyere i NOGREEN66 enn i Control66. Fargeskalaen i høyre kolonne angir differansen i temperatur ved 500 hPa flaten mellom NOGREEN66 og Control66. Positive verdier (rød skyggelegging) markerer at temperaturen er høyere i NOGREEN66 enn i Control66.

4.3 90-timerskjøringene (sett 2)

I dette settet starter simuleringene av Gudrun den 5. januar 12 UTC og avsluttes 9. januar 06 UTC. Hensikten med 90-timers-simuleringene er å prøve å forstå hva slags betydning orografien på Grønland hadde å si for lavtrykksutviklingen til Gudrun. Kontrollkjøringen med NCEP-data skal også sammenliknes med resultatene til Einarsson m.fl. (2005) for å bekrefte/avkrefte den dårlige 78-timerssimuleringen av Gudrun som ble foretatt i MM5-modellen.

4.3.1 Kontrollkjøringen

Etter 30 timer, den 6. januar 18 UTC, er trykket (trykk ved havnivå, SLP) i kontrollkjøringen (Control90) meget likt trykkfeltet i Control66 (figur 4.18 a og b). Man kan se at det er noen små differanser i trykket som f.eks. ved Nord-Amerika, Grønland og ved Island. Merk at det eksisterer et tråg sydøst for Newfoundland i Control66, mens det ikke eksisterer i Control90. Det er også verdt å merke seg et skarpt tråg som ligger like nord for Newfoundland og Grønland. Dette tråget er skarpere i Control66 enn i Control90 og man kan se at kaldluftsadveksjonen i 500 oppstrøms til tråget i 500 hPa flaten er sterkere i Control66 enn i Control90 i figur 4.18 a. Sammenlikner man figur 4.18 a og b ser man også at lavtrykket ved Island er befinner seg litt lengre øst.

Videre i simuleringen er det derimot store kontraster sammenliknet med Control66, mens lavtrykket som lå ved Island har på sin ferd videre øst fordypet seg ytterligere. Den ekstratropiske stormen Gudrun utvikles ikke (figur 4.18 d og f). Det eneste man kan antyde er et svakt tråg (“Gudrun”) med en termalbølge som passerer Nordvest Europa (figur 4.19 a). Tråget ved 500 hPa flaten vest for Gudrun er dypere i Control66 enn i Control90 gjennom så og si hele simuleringen (figur 4.22). Forskjellen i geopotensiell høyde øker utover i simuleringen noe som er naturlig siden fordypningen ved bakken er mindre i Control90 enn i Control66. Årsaken til at det er større fordypning i Control66 enn i Control90 er blant annet pga sterkere baroklinitet. Svakere kaldluftsadveksjon fra vest (vest-sydvest) og svakere varmluftsadveksjon fra syd (figur 4.18 c og e) i Control90 sammenliknet med Control66.

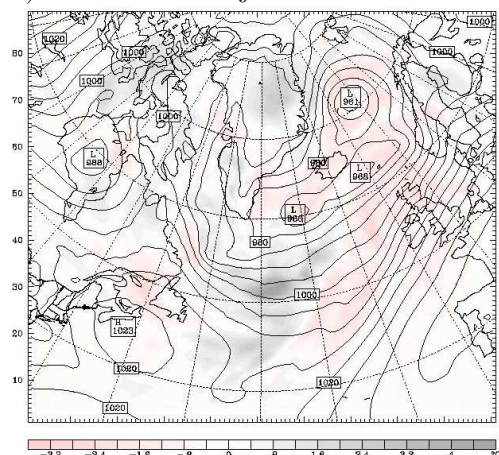
Figur 4.19 b viser PV-feltet ved $\theta = 315K$. Her ser man tydelig at gradienten i PV feltet er betydelig sterkere i Control66 enn i kontrollkjøringen, samtidig som PV-verdiene er større. Siden PV induserer syklonal sirkulasjon, vil den syklonale sirkulasjonen være svakere i kontrollkjøringen sammenliknet med Control66.

Einarsson m.fl. (2005) viste i sin 78-timers-simuleringen, som startet 5. januar 12 UTC, at lavtrykket ved Island (“Islandslavtrykket”) ikke var tilstede den 7. januar 00 UTC etter 36 timer kjørt, og fant ut at dette lavtrykket var av stor betydning for utviklingen av Gudrun, siden det førte til sterk kaldluftsadveksjon sydøstover fra Grønland. Derimot var det tilstede i 48 timers-pronosen og i analysen, etter 12 timer kjørt hvor Gudrun ble simulert. Simuleringene ble foretatt i MM5 og var basert på ECMWF-data med en halv grads oppløsning.

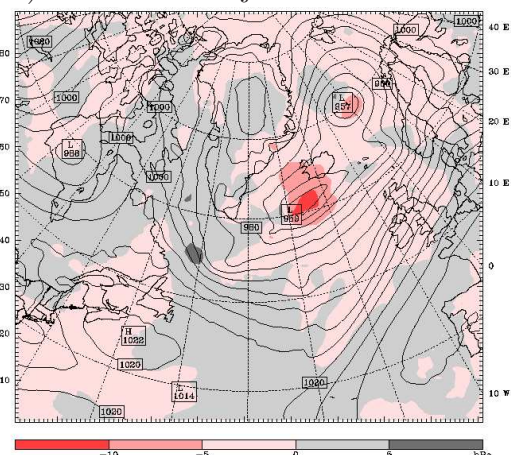
I kontrollkjøringen (Control90) er lavtrykket ved Island, tilstede den 7. januar 00 UTC (ikke vist), men Gudrun blir allikevel ikke simulert. Lavtrykket befinner seg riktignok litt lengre øst (ikke vist) i forhold til lavtrykkets plassering i Control66 og i Einarsson m.fl. (2005). Dessuten er dette lavtrykket dypere enn i Control66 og i Einarsson m.fl. (2005). Dette fører til at kaldluftsadveksjonen i retning sydøst blir sterkere i området mellom Grønland og Island

sammenliknet med den i Control66 (figur 4.20). Men pga. av at lavtrykket lå lengre øst i Control90 ble ikke kaldluftsadveksjonen inn mot Gudruns fremtidige lavtrykksbane like sterk som i Control90. Det som også er verdt å merke seg er at den kalde lufta som omga tråget som befant seg mellom Grønland og Newfoundland hadde også stor innvirkning på lavtrykksutviklingen til Gudrun siden det genererte kald luft i retning øst. (figur 4.18). Dette tråget befant seg mellom lavtrykket ved Island og et høytrykksrygg i syd. Høytrykksryggen over vestlige deler av Atlanterhavet er betydelig sterkere i Control66 enn i Control90. Dette er illustrert i figur 4.18 c - f. Dette bidro til at Gudrun, som på dette tidspunkt var et tråg, ble skarpere enn Control90 og dermed ble kaldluftsadveksjonen sterkere (figur 4.18). Som en liten oppsummering kan en si at Islands-lavtrykkets plassering og høytrykksryggens meridionale form var sentral for utviklingen av Gudrun, siden disse 2 værsystemene genererte en svakere kaldluftsadveksjon i Control90 syd-vest retning syd for Grønland.

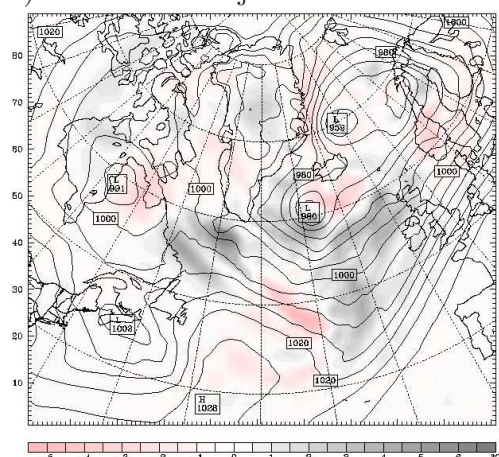
a) Control166 6. januar 18 UTC



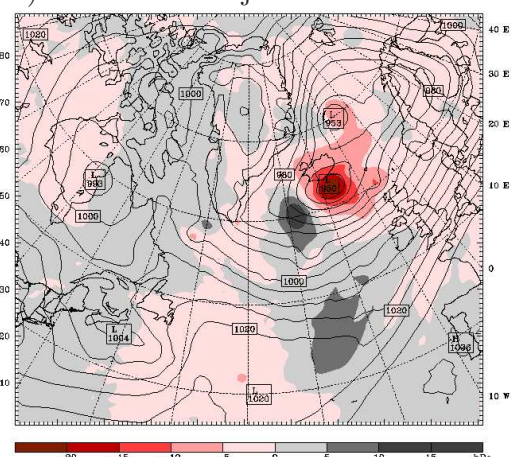
b) Control190 6. januar 18 UTC



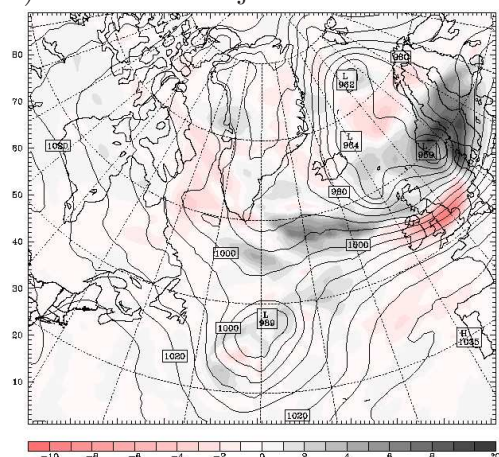
c) Control166 7. januar 12 UTC



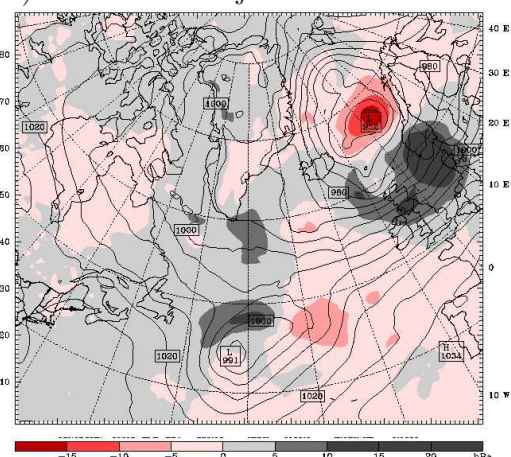
d) Control190 7. januar 12 UTC



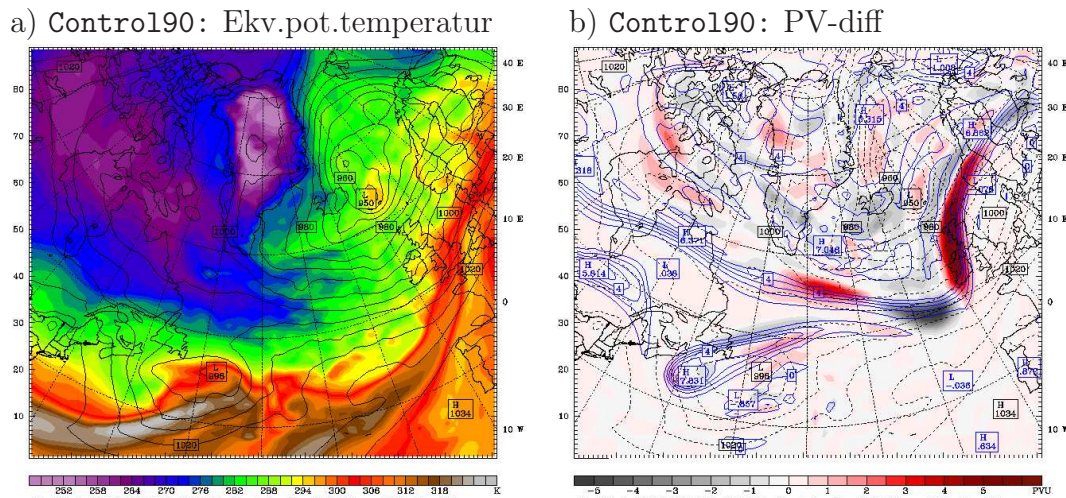
e) Control166 8. januar 12 UTC



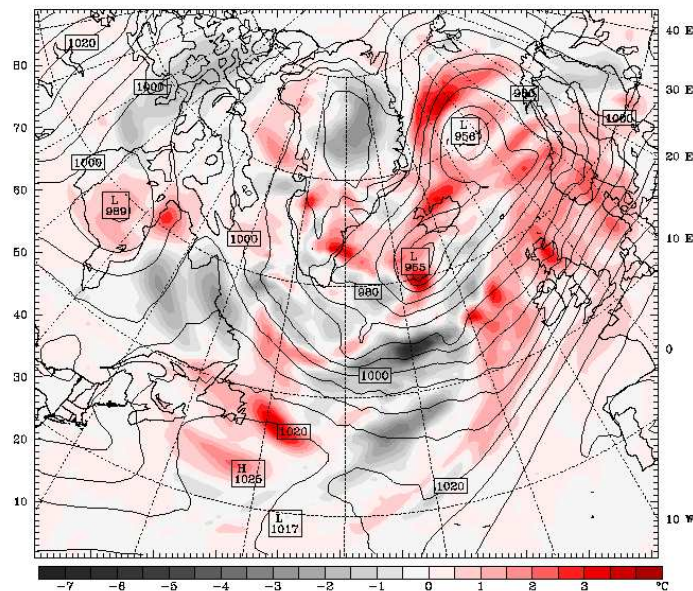
f) Control190 8. januar 12 UTC



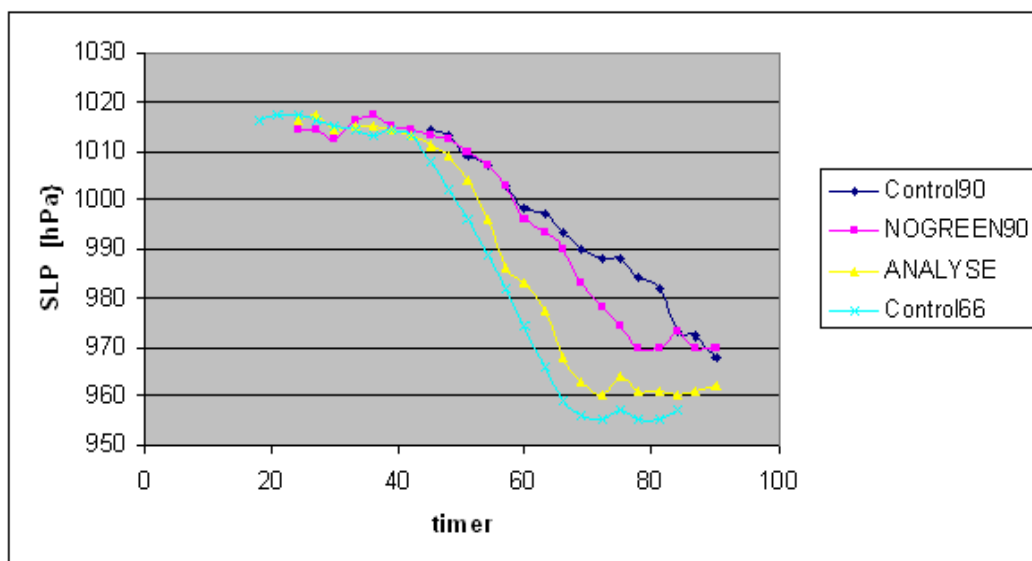
Figur 4.18: Trykk ved havnivå [hPa] (heltrukne linjer) etter +30 (+6), +48 (+24) og +72 (+48) timer simulert i Control90 (Control66). Fargeskalaen i venstre kolonne angir temperaturdifferansen ved 500 hPa flaten. Negative verdier (rød skyggelegging) markerer at temperaturen var lavere i Control66 enn i Control90. Fargeskalaen i høyre kolonne angir trykkdifferansen mellom Control90 og Control66. Positive verdier (mørk skyggelegging) markerer at trykket var høyere i Control90 enn i Control66.



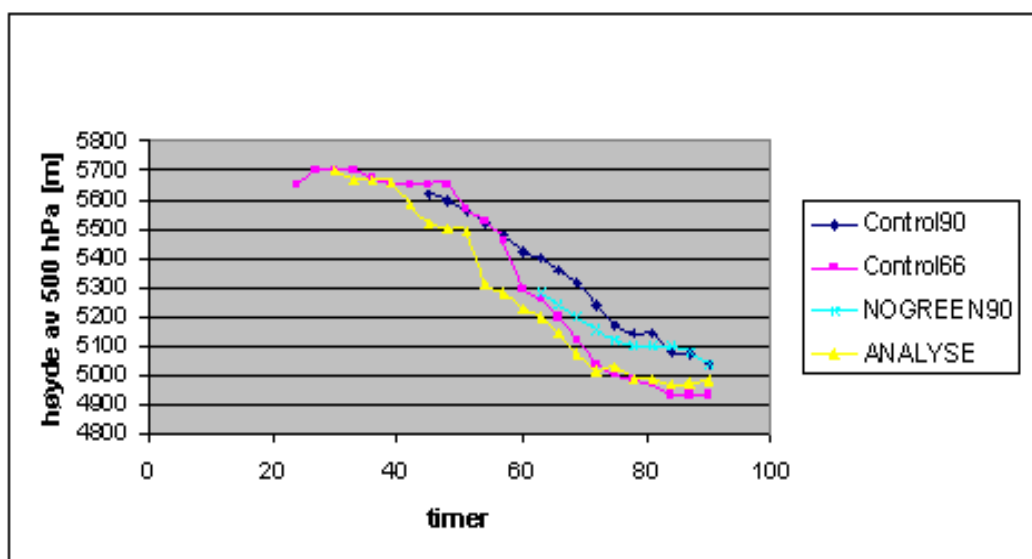
Figur 4.19: a) Trykk ved havnivå [hPa] (heltrukne linjer) etter +60 timer. Fargeskala angir ekvivalent potensiell temperatur [Celsius] ved 850 hPa flaten. b) Trykk ved havnivå [hPa] (stiplede linjer) etter +60 timer og PV i $\theta = 315$. Fargeskala angir differanser i PV ved $\theta = 315K$. Nositive verdier (rød skyggelegging markerer at det er lavere PV i Control90 sammenliknet med Control66)



Figur 4.20: Trykk [hPa] ved havnivå (heltrukne linjer) den 7. januar 00 UTC. Fargeskalaen angir temperaturdifferansen i 500 hPa flaten mellom Control90 og Control66. Rød skyggelegging angir at temperaturen er høyere i Control90 enn i Control66.



Figur 4.21: Tidsutvikling av trykk ved havnivå i lavtrykksenter for de ulike kjøringene for Gudrun samt analysen fra NCEP.



Figur 4.22: Tidsutvikling av geopotensiell høyde av 500 hPa flaten for de ulike kjøringene for Gudrun samt analysen fra NCEP.

4.3.2 Kjøring uten fjell på Grønland

Også for 90-timerskjøringen ble Gudrunsituasjonen simulert uten fjell på Grønland for å se hvilke effekter fjellene hadde på lavtrykksutviklingen. Som tidligere nevnt har tidligere studier vist at Grønland har stor innvirkning på trykkfeltet i lavere nivåer (f.eks. Petersen (2004) og Kristjánsson og McInnes (1999)). Det var også tilfellet for denne situasjonen. I denne

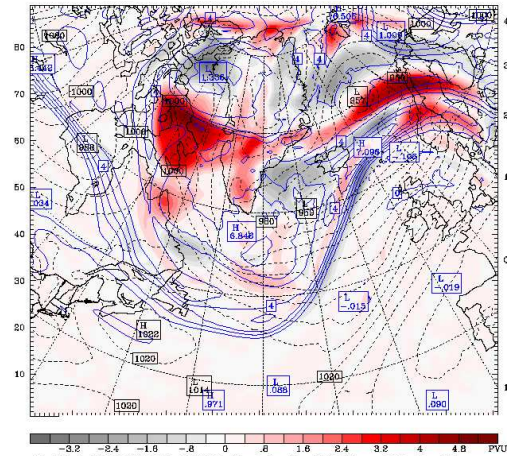
90-timerskjøringen uten orografi på Grønland (NOGREEN90), ble lavtrykk-sutviklingen av Gudrun simultert, imotsetning til i Control90 hvor det kun eksisterte en termalbølge knyttet til et svakt tråg. Det tyder på at Grønlands orografi hadde stor påvirkning på den atmosfæriske sirkulasjonen også i områder sydøst for Grønland. Også i denne simuleringen var det kaos i meteorologiske felter de første 24 timene, slik som i NOGREEN66.

Etter 30 timer ut i simuleringen, den 6. januar 18 UTC, kan man allerede registrere store forskjeller i trykkfeltet rundt Grønland mellom NOGREEN90 og Control90. F.eks. ligger lavtrykket over Island lengre øst i denne kjøringen (NOGREEN90) sammenliknet med kontrollkjøringen (Control90) (figur 4.23 a og b). Merk at det også er et skarpt tråg som befinner seg like syd for sørspissen av Grønland, og at dette tråget befinner seg litt lengre øst i NOGREEN90 i forhold til i Control90.

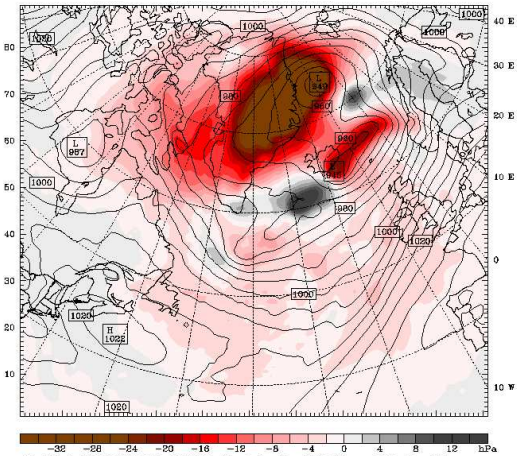
Den 7. januar 12 UTC, 18 timer senere, befinner det seg en termalbølge (ikke vist) i det svake tråget ved ca 40° N og 30° Ø, og trykket i trågsenteret er 1013 hPa (figur 4.23 d). Det skarpe tråget som lå like syd for Grønland 24 timer tidligere befinner seg nå like nord for det svake tråget øst for Spania. Man kan registrerer trykkforskjeller i dette området og nordover, hvor trykket er lavere enn i Control90 (figur 4.23 c og d). Ved Island og i Norskehavet er det større trykk-kontraster, hvor trykket er betydelige lavere i NOGREEN90 enn i Control90. Dette skyldes ulikheter i posisjonering av de ulike lavtrykkene i tillegg til at lavtrykkene har ulik styrke. Lavtrykket som tidligere lå øst for Island, befinner seg nå utenfor Norskekysten, og et nytt grunt tråg har dukket opp ved Island samtidig som lavtrykket nord for Island har forflyttet seg og befinner seg nå over østlige deler av Grønland. Potensiell virvling i $\theta = 315K$ flaten er større oppstrøms av PV-bølgen i NOGREEN90 enn i kontrollkjøringen (figur 4.23 c). Figur 4.24 a viser at det er en sterkere temperaturanomali i dette området. Denne temperaturanomalien er knyttet til tråget, som befant seg syd for Grønland 24 timer tidligere, og som nå har forflyttet seg lengre østover og transporterer kald luft sydøstover inn mot Gudrun-tråget. Lavtrykket ved Island og det andre lavtrykket lengre nord i Norskehavet bidrar til kaldluftsadveksjon sydover.

Den 8. januar 12 UTC er Gudrun synlig i trykkfeltet i Nordsjøen. I løpet av de siste timene har Gudrun blitt dannet og dypet seg hurtig (figur 4.21). Derimot eksisterer ikke Gudrun i Control90 og fra figur 4.23 f ser man at det er store trykkforskjeller. Trykket i lavtrykkssenteret (lukket lavtrykk med ekvidistanse på 1 hPa) er beregnet til 978 hPa (figur 4.23 f). Til sammenlikning er trykket i Control66 og i analysen henholdsvis 955 hPa og 961 hPa. Figur 4.24 c viser at temperaturdifferansen mellom NOGREEN90 og Control90

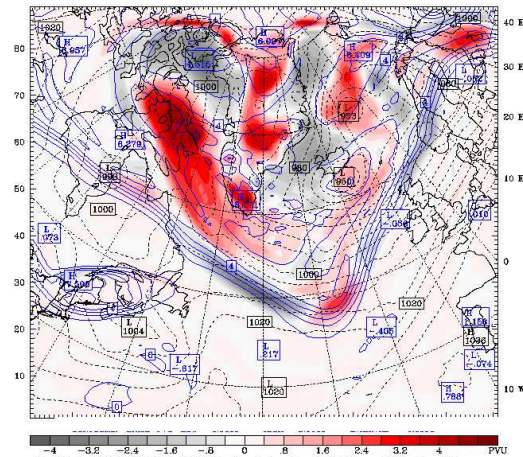
a) Control190 6. januar 18 UTC



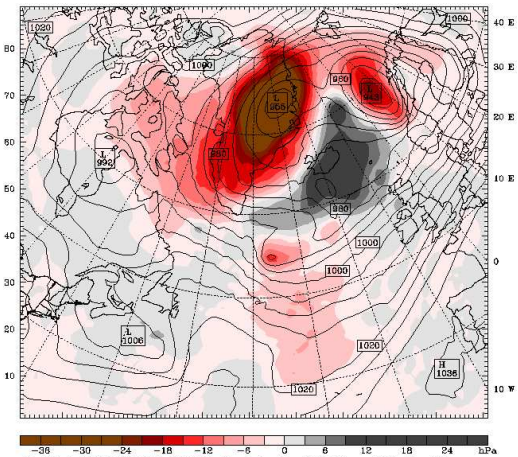
b) NOGREEN90 6. januar 18 UTC



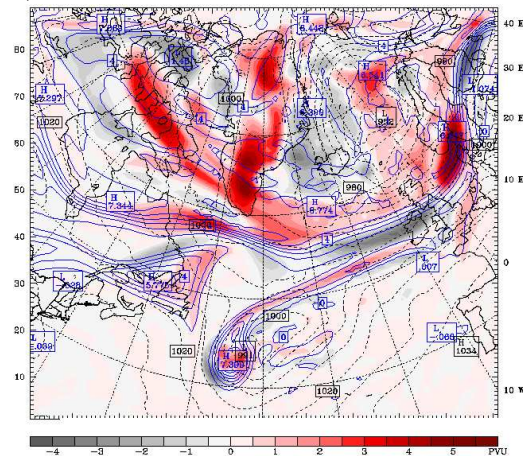
c) Control190 7. januar 12 UTC



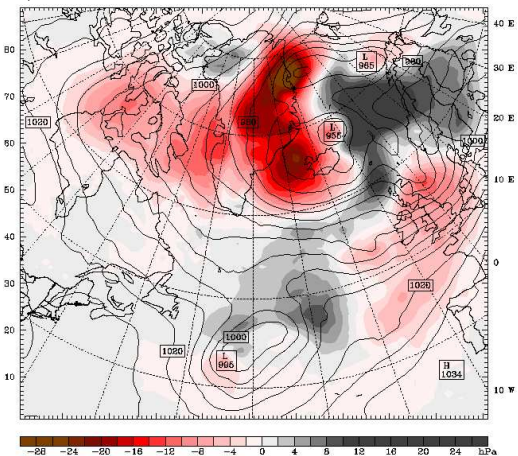
d) NOGREEN90 7. januar 12 UTC



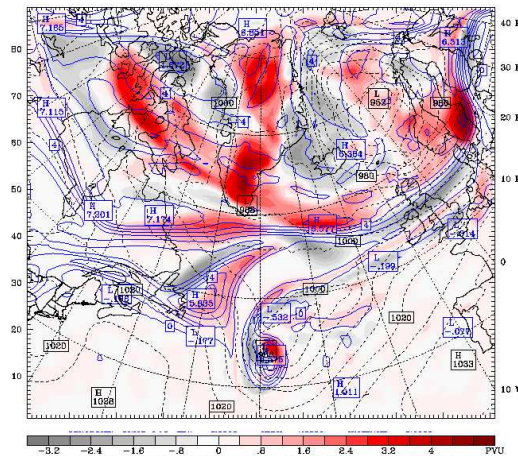
e) Control190 8. januar 12 UTC



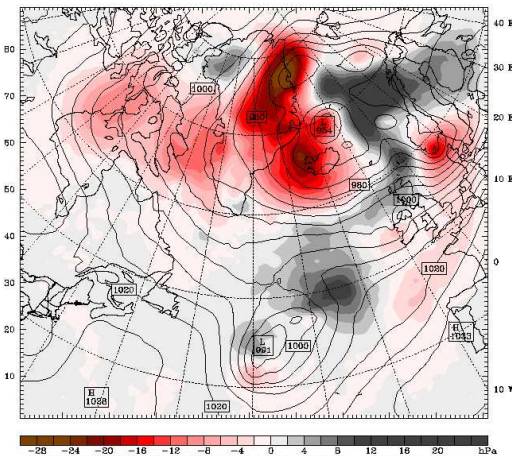
f) NOGREEN90 8. januar 12 UTC



g) Control90 8. januar 18 UTC



h) NOGREEN90 8. januar 18 UTC



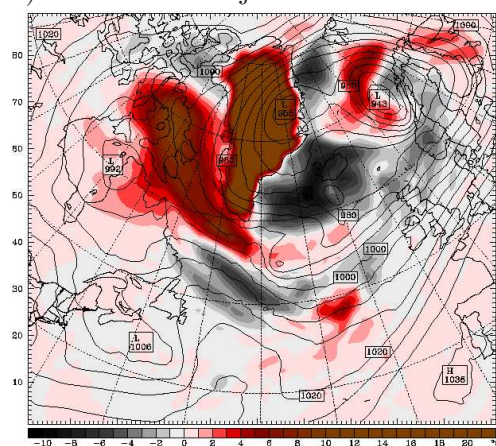
Figur 4.23: Trykk ved havnivå [hPa] (stiplede blå linjer i venstre kolonne og heltrukne linjer i høyre kolonne) etter +30 , +48, +72 og +78 timer. Fargeskalaen i venstre kolonne angir differansen i PV ved $\theta = 315K$ (som befinner seg ca i 3.5 km høyde) mellom Control90 og NOGREEN90. Negative verdier (mørk skyggelegging) markerer at PV er større i NOGREEN90 enn i Control90. Høyre kolonne angir trykk ved havnivå [hPa] (heltrukne blå linjer) etter +30 , +48, +72 og +78 timer. Fargeskalaen i høyre kolonne angir trykkdifferansen mellom NOGREEN90 og Control90 i 500 hPa flaten. Negative verdier (rød skyggelegging) markerer at trykket er lavere i NOGREEN90 enn i Control90.

stor, hvor temperaturen øst for lavtrykket og ved Islands- og Grønlandsområdet er lavere i NOGREEN90 enn i Control90 grunnet sterkere kaldluftsadveksjon knyttet til tråget som kom inn mot Gudrun fra vest. Den positive PV anomalien er også større oppstrøms i NOGREEN90 enn i Control90 (figur 4.23 e). Sammenliknet med Control66 og analysen ble Gudrun til på et senere tidspunkt. Studerer man geopotensiell høyde av 500 hPa flaten i figur 4.22 kan en se at høyden av 500 hPa flaten ligger høyere ved lavtrykkssenteret enn i Control90. Kaldere luft omgir lavtrykkssenteret i denne kjøringen sammenliknet med Control90. Ved dette tidspunktet befinner lavtrykket i høyden (tråget ved 500 hPa flaten ikke vist i figuren) litt til venstre for lavtrykket ved bakken og det eksisterer fremdeles en liten helning av lavtrykket med høyden.

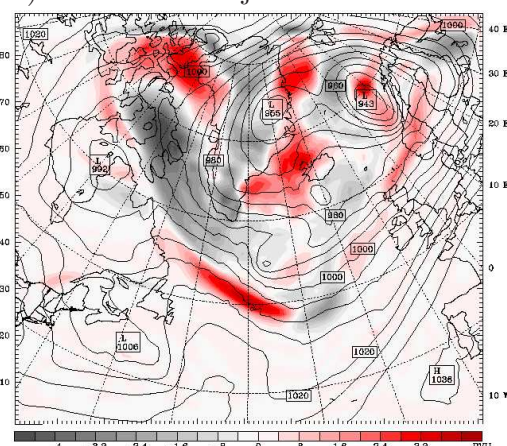
6 timer seinere, 18 UTC, ligger lavtrykkssenteret over Sørlandet og trykket er nede i 970 hPa. Tråget i høyden er på dette stadiet blitt til et lavtrykk, siden det er lukket sirkulasjon i høyden. Det eksisterer ingen helning av lavtrykket med høyden, men lavtrykkene i høyden er fremdeles litt i ufase med lavtrykket ved bakken (ikke grafisk fremstilt). I likhet med Control66 (sett 1) og analysen er Gudrun på sitt dypeste. Lavtrykket befinner seg litt lengre syd i forhold til lavtrykkets plassering i Control66 på samme tidspunkt. Fra teorien vet en at dype lavtrykk avbøyes mer til høyre enn mindre dype lavtrykk. Si-

den trykket i lavtrykksenteret er høyere i denne simuleringen enn i Control66 avbøyes lavtrykket mindre til venstre og dermed tar syklonen en sydligere bane (figur 4.23 h og figur 4.7 e). Man kan se fra figur 4.23 g og h og figur 4.24 d at det eksisterer store ulikheter i trykk, PV og temperatur mellom Control90 og NOGREEN90. Ulikheter og forskjeller i disse størrelsene er en konsekvens av at Grønlands orografi er blitt fjernet og dermed var de sentrale for utviklingen av Gudrun.

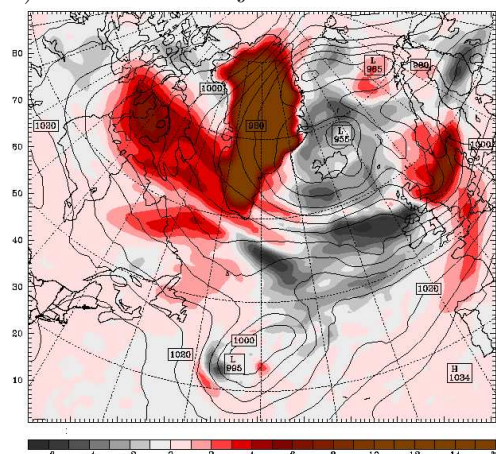
a) NOGREEN90 7. januar 12 UTC



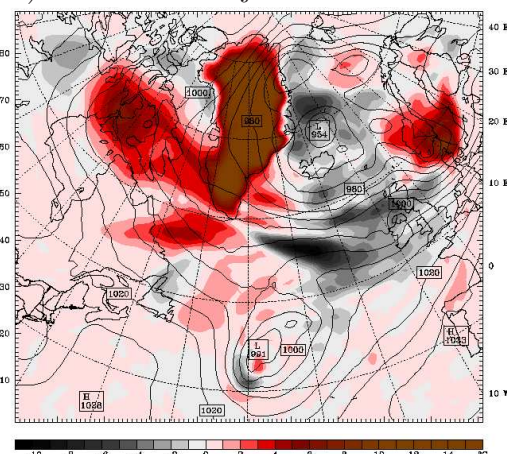
b) NOGREEN90 7. januar 12 UTC



c) NOGREEN90 8. januar 12 UTC



d) NOGREEN90 8. januar 18 UTC



Figur 4.24: Trykk ved havnivå [hPa] (stiplede linjer) etter +72 timer (a) og (b), +78 timer (c) og +84 timer (d). Fargeskalaen figur (b) angir differansen i PV ved $\theta = 315K$ mellom NOGREEN90 og Control90. Negative verdier (rød skyggelegging) markerer at PV er større i NOGREEN90 enn i Control90. Fargeskalaen i de andre figurene angir differansen i temperatur ved 500 hPa flaten mellom NOGREEN90 og Control90. Negative verdier (sort skyggelegging) markerer at temperaturen er lavere i NOGREEN90 enn i Control90.

Spørsmålet man kan stille seg er: "Hvorfor hadde fjellene på Grønland større innvirkning på lavtrykksutviklingen til Gudrun i 90-timerskjøringen enn i 66 timerskjøringen?" I NOGREEN66 utviklet Gudrun seg tilnærmet identisk sammenliknet med Control66, i motsetning til NOGREEN90 og Control90 som var svært ulike. Årsaken kan beskrives ved hjelp av sommerfugleffekten. En liten endring i initielle betingelser kan føre til et helt annet resultat, spesielt over et baroklint området. Dette var trolig tilfelle i NOGREEN90. Denne kjøringen startet 24 timer tidligere og etter 24 timer ut i simuleringen som var startidspunktet for NOGREEN66 er den atmosfæriske strømmingen tilsynelatende lik, men allikevel ikke identisk. Denne lille forskjellen har resultert i store forskjeller mellom Control90 og NOGREEN90 sammenliknet med Control66 og NOGREEN66. I 66 timerssimuleringene var den atmosfæriske sirkulasjonen i områdene rundt syklogeneseen til Gudrun veletablert og dermed var ikke innvirkningen av fjellene på Grønland stor nok til å få en simulering uten Gudrun. I kapittel 5 vil derfor ikke NOGREEN66 bli tolket og diskutert grunnet de små ulikhetene sammenliknet med Control66.

Kapittel 5

Diskusjon og videre tolkning

5.1 Diabatiske effekter

I teorikapittelet ble effekten av latent varmefrigjøring på lavtrykk behandlet. Frigjøring av latent varme vil indusere syklonal sirkulasjon under maksimal latent varmefrigjøring. Over maksimum vil antisyklonal sirkulasjon bli indusert. Fra resultatkapittelet så vi at lavtrykket ved bakken ble svekket i kjøringen uten latent varmefrigjøring i henhold til teorien. For å se nærmere på bidrag fra latent varme til lavtrykksutviklingen gjennom troposfæren, er den geopotensielle høyden til syklonen i ulike trykknivåer undersøkt.

Tabell 5.1 og tabell 5.2 viser den geopotensielle høyden til Gudrun ved ulike trykknivåer den 8. januar 06 UTC og 8. januar 18 UTC etter, etter henholdsvis 42 og 54 timer. Etter 42 timer er lavtrykket i sin raskt fordypende fase, og etter 54 timer er fordypningen flatet ut (figur 4.12). Tabellene viser at latent varme frigjøring spinner opp lavtrykket i lavere nivåer og at latent varme har motsatt effekt i høyere nivåer. Overgangen mellom positiv og negativ effekt av latent varme på lavtrykksutviklingen er ved henholdsvis 600 hPa og 400 hPa. Tabellene viser også at det er store forskjeller i bidrag fra latent varmefrigjøring til geopotensiell høyde for de to ulike tidspunktene. Etter 54 timer er lavtrykket dypere i kontrollkjøringen enn etter 42 timer. Det samme gjelder også for NOLAT, men man ser at differansen mellom NOLAT og Control66 er større i de nedre nivåene i atmosfæren etter 42 timer enn etter 54 timer. Motsatt effekt i de øvre nivåene. Dette betyr at en stor del av fordypningen fra 42- til 54 timer skyldes frigjøring av latent varme, hvor latent varme bidrar til syklonal sirkulasjon under maksimum frigjort latent varme og antisyklonal sirkulasjon over maksimum av frigjort latent varme. Frem til 33 timer ut i simuleringen, er det signifikant forskjell i geopotensiell høyde av 500 hPa flaten og trykk (SLP) mellom kontrollkjøringen og kjøringen uten latent varmefrigjøring. Den geopotensielle høyden til 500 hPa er lavere i NOLAT enn i Control66 frem til 33 timer kjørt (figur 4.13), og trykket er lavere frem til 42 timer ut i simuleringen (figur 4.12). Årsaken til at både trykket og geopotensiell høyde er høyere i Control de første 33 timene er at tråget i høyden befinner seg lengre vest i forhold til NOLAT

Nivå	Control66 [m]	NOLAT [m]	Diff [m]
900 hPa	660	740	80
800 hPa	1600	1660	60
700 hPa	2650	2700	50
600 hPa	3840	3830	-10
500 hPa	5200	5160	-40
400 hPa	6780	6680	-100
300 hPa	8740	8600	-140

Tabell 5.1: Geopotensiell høyde for ulike trykknivåer etter 42 timer, den 8. januar 06 UTC, for Control66 og NOLAT og differansen mellom **NOLAT** og **Control66**.

Nivå	Control66 [m]	NOLAT [m]	Diff [m]
900 hPa	487	640	153
800 hPa	1426	1560	134
700 hPa	2469	2580	111
600 hPa	3641	3720	79
500 hPa	4980	5000	20
400 hPa	6520	6500	-20
300 hPa	8420	8360	-60

Tabell 5.2: Geopotensiell høyde for ulike trykknivåer etter 54 timer, den 8. januar 18 UTC, for Control66 og NOLAT og differansen mellom **NOLAT** og **Control66**.

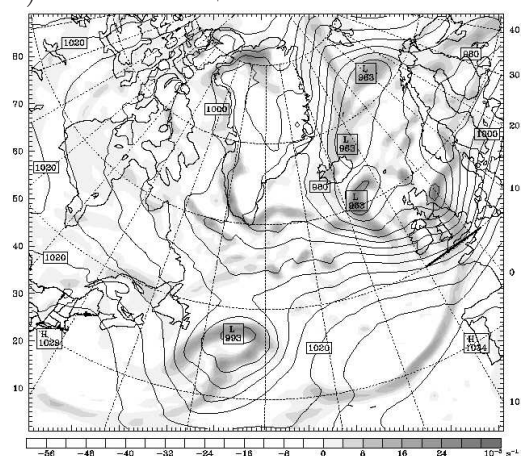
pga. sterkere anitsyklonal strømming generert av latent varme frigjøring. På grunn av at lavtrykket i Control66 heller lengre vestover enn i NOLAT, vil lavtrykket i NOLAT komme hurtigere under PV-maksimum området og vil dermed fordype seg hurtigere. Det vil si at syklogenesen går hurtigere.

Positive PV-anomalier genereres under maksimal latent varmegfrigjøring. Figur 5.1 b og d viser potensiell virvling og kondensasjonsvarme i vertikalsnitt som er markert i a og c. Figur 5.1 a og c viser i tillegg relativ virvling ved nest nederste sigmanivå og trykk ved havnivå for kontrollkjøringene. Vertikalsnittene viser at all kondensasjonsvarmen ligger under omlag 700 hPa og 600 hPa etter henholdsvis 42- og under 700 hPa etter 54 timer ut i simuleringen. Figuren viser også at kondensasjonsvarmen sammenfaller med positive PV-anomalier i lavere nivåer. Vertikalsnittet, den 8. januar 06 UTC etter 42 timer kjørt, er lagt fra Irland i sør til Finland i nord. Vertikalsnittet, den 8. januar 18 UTC, er lagt fra Nordsjøen i vest til Finland i øst. For begge tidspunktene ble det frigjort mye latent varme, som igjen øker nedbørsmengdene. Figur 4.10 og figur 4.16 b viser akkumulert nedbør den 9. januar de siste 24

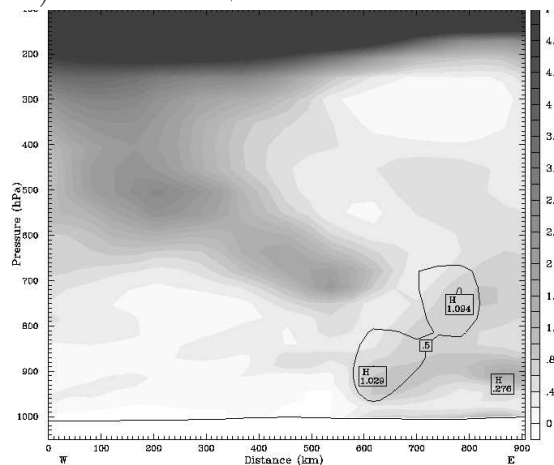
timer for henholdsvis Control66 og NOLAT. Man ser at nedbørsmengdene i NOLAT er mindre enn i Control66.

Etter 42 timer eksisterer det et todelt maksimum av latent varmegfrigjøring over kaldfronten langs den Engelske kanal, hvor begge befinner seg i samme nivå med sine tilhørende positive PV-anomalier. Under maksimum frigjort latent varme kan man også registrere en positiv PV-anomali som er blitt generert av maksimum latent varme i øvre nivåer. I nivået over maksimum av frigjort latent varme til høyre er det en negativ PV-anomali, som har bidratt til den negative PV-anomalien over maksimum av frigjort latent varme. Denne er blant annet blitt generert i henhold til teorien om at over maksimum frigjort latent varme dannes en negativ PV-anomali. Like over maksimumet av latent varme til venstre er det en negativ PV-anomali og i overkant av denne er det et området av positiv virvling som er blitt transportert inn i troposfæren fra stratosfæren (Dette er markert som en mørk farge som strekker seg nedover i atmosfæren i figur 5.1 b). Denne kalde lufta i forbindelse med dette området, resulterer i en "splitfront" ved kaldfronten og dermed genereres en katakaldfront, og likeledes to maksima av latent varme (figur 5.1 b). Etter 54 timer eksisterer det en positiv PV-anomali over svenskegrensen i Sør-Norge som nesten i fase med maksimum frigjortlatent varme, men grunnet generering av PV ved fjelltraktene i Sør-Norge på et tidligere tidspunkt, befinner PV-anomalien seg litt i overkant av latent varme maksimumet. Litt lengre opp i atmosfæren eksisterer det ingen positiv PV-anomali. Dette sammenfaller med teorien om at det skal genereres positiv PV-anomali under maksimum frigjort latent varme og en negativ PV-anomali over maksimum frigjort latent varme. Det eksisterer også flere andre PV-anomlier ved bakk-enivå, og disse er mest sannsynlig blitt generert av fjellet i øst (figur 5.1 a).

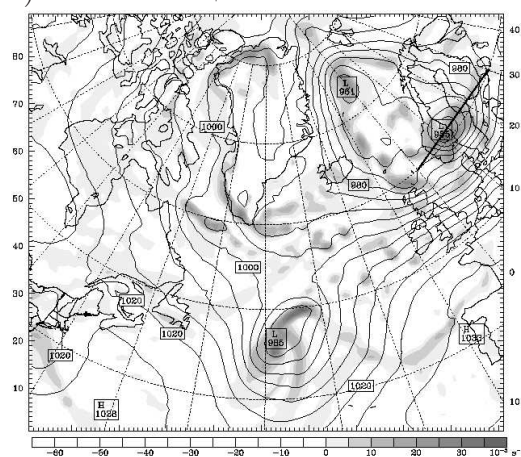
a) Control166 +42 timer



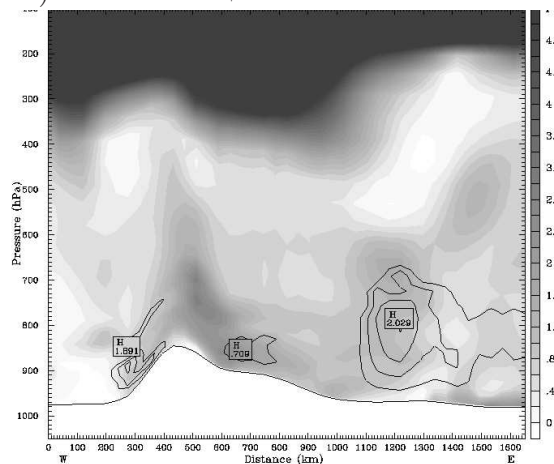
b) Control166 +42 timer



c) Control166 +54 timer



d) Control166 +54 timer

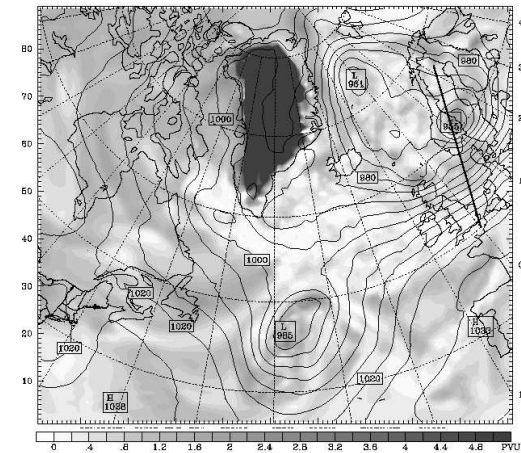


Figur 5.1: Figur a) og c) viser trykk ved havnivå [hPa] (heltrukne linjer) og relativ virvling ved nest nederste sigmanivå, $\sigma = 0.985s^{-1}$ (gråskala), og figur b) og d) viser et vertikalsnitt langs linjene i henholdsvis a) og c) som angir kondensasjonsvarme [K/h] og potensiell virvling (gråskala) for 8. januar 06 UTC og 18 UTC.

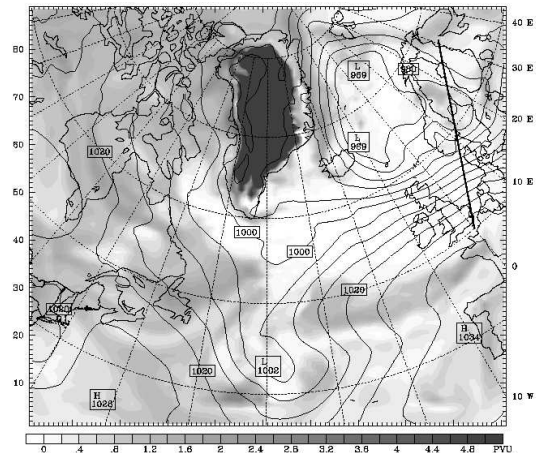
PV-fordelingen på 850 hPa var markert forskjellig i Control166 og NOLAT. I figur 5.2 a og b er det to linjer som markerer vertikalsnittene i figur 5.2 c og d. Snittene er lagt i forkant av lavtrykksentrene, og i Control166 skjærer snittet gjennom PV-anomalien ved 850 hPa. Vertikalsnittene viser potensiell virvling og vindhastighetene etter 54 timer for Control166 og NOLAT. En tydelig forskjell mellom disse to plottene er at 2 PVU-tropopausen lå mye lavere i NOLAT enn i Control. Årsaken til dette er at når det frigjøres latent varme, varmes lufta opp, luftøylen strekkes og tropopausen heves. Tropopausehevingen kan også forklares ved at over maksimum av frigjort latent varme genereres det negativ potensiell virvling. Denne bidrar til å heve tropopausen ved 2 PVU. Lavere i troposfæren var det også markante forskjeller mellom de to kjøringene. I NOLAT var det lite positiv virvling, mens det i Control166

var en tydelig PV-anomali som strakk seg opp gjennom atmosfæren. Fra figurene ser vi tydelig at en positiv PV-anomali bidrar til syklonal sirkulasjon. Rundt anomalien blåser vinden syklonalt. En mulig kobling mellom øvre nivå PV-anomali og lavere nivå PV i Control66 kan anes, og det gir sirkulasjon i alle nivåer. I NOLAT er det derimot ingen mulighet for kobling og oppspinning av sirkulasjon grunnet ingen lavere nivå PV-anomali. Her er også vinden svakere noe som er naturlig siden Gudrun ikke ble like dyp i denne simuleringen i forhold til Control66.

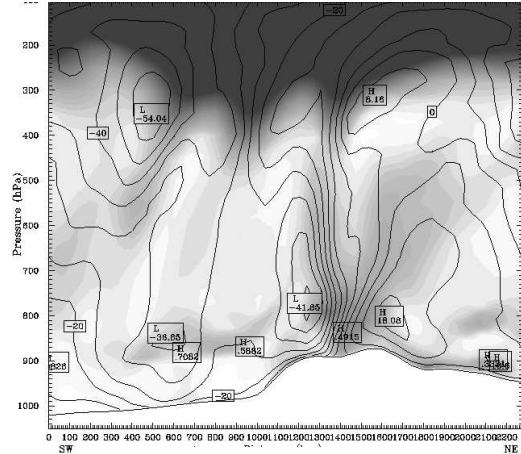
a) Control66 +54 timer



b) NOLAT +54 timer



c) Control66 +54 timer



5.2 Orografiske effekter

For Gudrunsituasjonen som er studert i dette arbeidet ble fjellene på Grønland fjernet for å se på deres effekt på lavtrykksutviklingen. 90 timerskjøringene viste at Grønland påvirket syklogenesen til Gudrun. Derimot var det tilnærmet ingen ulikheter mellom 66 timerskjøringene grunnet blant annet starttidspunktet for simuleringene som tidligere nevnt i forrige kapittel. Det er naturlig at Grønland påvirker den atmosfæriske strømmingen. Med sine høye fjell og høye isplatå kan Grønland blokkere strømmingen og dirigere luftstrømmen rundt fjellet. Dette vil da medføre en annerledes sirkulasjon som kan påvirke storskala strømning langt vekke fra Grønland.

Effekten av at Grønlands orografi var fjernet, var avgjørende for Gudruns eksistens i 90 timerskjøringene (sett 2). I Control90 ble det ingen lavtrykksutvikling av Gudrun, i motsetning til NOGREEN90. I Control90 ga lavtrykket ved Island sterk vind sydover langs østkysten av Grønland, men temperaturen knyttet til denne luftmassen var høyere enn den i NOGREEN90. Fargeskalaene i figur 4.24 og figur 4.23 (fra kap 4) viser henholdsvis temperatur og PV-differansen mellom Control90 og NOGREEN90. Figurene viser at temperaturen var lavere i NOGREEN90 og PV-anomalien var større i NOGREEN90 i områdene øst og syd for Grønland. Disse ulikhetene er en konsekvens av lavtrykkets plassering ved Island og dets medhørende sirkulasjon. Det var denne lufta fra de arktiske områdene som ble advektert inn mot Gudruns beliggenhet fra og med 7. januar 18 UTC som var av stor betydning for Gudruns lavtrykksutvikling.

Når luftstrømmen blir blokkert av fjell, vil vind i lavere nivåer ikke ha nok kinetisk energi til å klatre over fjellet. Strømmen vil istedenfor gå rundt fjellet. Figur 5.3 a og b viser vind i nest nederste sigmanivå i Control90 og NOGREEN90 den 7. januar 18 UTC (54 timer). Figuren viser at Grønland virker som en barriere på strømmen. I Control90 eksisterer det sterk vind langs hele østkysten av Grønland, generert av lavtrykket i Norskehavet (nord for Island) og Islands lavtrykket. Årsaken til den sterke vinden langs østkysten er en konsekvens av den sterke trykkgradienten langs østkysten av Grønland (figur 5.3 d). Lufta presses rundt fjellene istedenfor over Grønland og dermed dannes det en stor trykkgradient langs østkysten og dermed også mye vind. I NOGREEN90 derimot, passerer den nordvestlige luftstrømmen uhindret Sør-Grønland, som ble generert av det dype lavtrykket over Grønland. Denne lufta hadde sin opprinnelse fra arktiske områder og var kaldere enn den i Control90 som hadde sitt opphav fra Norskehavet. Dette skulle vise seg å ha betydning for syklogenesen til Gudrun.

På vestkysten av Grønland ved samme tidspunkt er det sterkere adveksjon av luftmasser sydover i NOGREEN90 enn i kontrollkjøringen (Control90), som man kan se i figuren. I NOGREEN90 er lavtrykket over Grønland et sterkere baroklint lavtrykk. Dette lavtrykket befant seg nord for Island 24

timer tidligere. Den relative kalde lufta vest for Grønland strømmet uhindret over Grønland og bidro til at lavtrykket dypet seg og skapte vind fra nord-vest. Man ser at det eksisterer en sterk trykkgradient over Grønland med en tilhørende sterk vind utenfor vestkysten av Grønland. Luftstrømmen fra Islands-lavtrykket i Control90 strømmer ikke over Grønland, og den stopper ved østkysten og dermed er det en svakere trykkgradient og også svakere vind langs vestkysten av Grønland (figur 5.3 c og d).

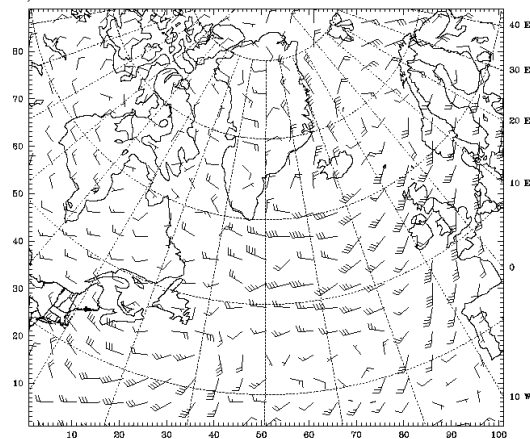
I NOGREEN90 hadde lavtrykket ved Island de siste timene frem til 12 UTC beveget seg lengre østover i forhold til i Control90 og var sentrert utenfor Lofoten (figur 4.23 c og d). Lavtrykket som befant seg midt i Norskehavet hadde forflyttet seg vestover og var sentrert over Grønlands østkyst, og blitt et sterkere baroklint lavtrykk, grunnet kaldluftsadveksjon over et flatt Grønland. Luftstrømmen i forbindelse med lavtrykket over Grønlands nordlige østkyst kunne uhindret strømme over Grønland før den dreide videre østover. Dette førte til at kald luft kom inn i Norskehavet mellom Grønland og Norge. Den kalde lufta bidro til utviklingen av et nytt tråg syd for Island (figur 4.23 d). Dette tråget slo seg sammen med Gudrun-tråget fra syd og syklogenese av Gudrun fant sted (figur 4.23 f). Videre kan en si at det var den kalde lufta vest for tråget Gudrun som stod for den videre fordypningen av Gudrun, mens den kalde lufta som kom inn i Norskehavet fra vestkysten av Grønland var med på legge forholdene til rette for lavtrykket for syklogenese. Det er viktig å merke seg at lavtrykket som befant seg ved Island i Control90 24 timer tidligere (figur 4.23 c), forflyttet seg østover samtidig som det fordypet seg (figur 4.23 e). Sannsynligvis tok dette lavtrykket “futtet” fra tråget Gudrun (termalbølgen), imotsetning til i Control66 hvor den potensielle energien knyttet til luftmassene med ulik temperatur gikk med til fordypningen av Gudrun.

I tillegg til den kalde luftmassen fra Grønlandsområdet, bidro også kald luft fra nordlige deler av Nord-Amerika til lavtrykksutviklingen av Gudrun. I NOGREEN90, slik som i Control, var det betydelig sterkere kaldluftsadveksjon over midtre deler av Canada og Newfoundland enn i Control90 den 6. januar 12 UTC etter 48+ timer kjørt (4.24 a, c og d). Denne kalde lufta er tilknyttet tråget mellom Grønland og Newfoundland. I dette området var det en sterk transport av kald luft østover over Newfoundland, som hadde blitt transportert over land (midtre deler av Canada). Denne østlige kaldluftadveksjonen i forbindelse med tråget kunne transporteres lengre østover i NOGREEN90 enn i Control90 på grunn av svakere vind fra nord, generert av det dype lavtrykket over Grønland og høytrykket ved Newfoundland. Kombinasjon av sterkere vind og kaldere over dette området fører til sterkere kaldluftadveksjon i denne kjøringen sammenliknet med Control90. Dette fører til sterkere fordypning da denne lufta kom inn mot Gudrun, ved at det ble en sterkere frontogenese, slik at den oppstigende, vertikale bevegelsen langs kaldfronten ble sterkere. Dessuten er denne kaldlufta en sterkere kald anomali i NO-

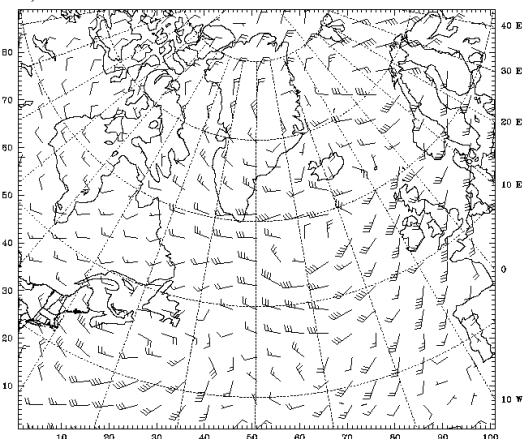
GREEN90 enn i Control90 som vist i figur 4.24 a . Dette fører til antisyklonal sirkulasjon ved bakken (likning 2.9), som forplanter seg oppover i atmosfæren. På grunn av denne antisyklonale sirkulasjonen blir PV-bølgen (tråget) i $\theta = 315K$ skarpere, og gradienten likeså (figur 4.23 c og e). En enda sterkere PV-gradient fører til sterkere syklonal sirkulasjon også ved bakken. Samtidig forsterker denne kalde anomalien høytrykket som medfører sterkere trykkgradient og dermed blir også kaldluftsadveksjonen sydøstover sterkere som gjør seg gjeldende på de neste tidspunktene (figur 4.24 c og d). Den 8. januar 12 UTC befinner Gudrun seg over Sør-Norge. Man ser at tråget i 500 hPa flaten er mye skarpere, dypere i NOGREEN90 enn i Control90, grunnet sterkere PV-gradient og PV-verdier i NOGREEN90. Dette skyldes den sterkere baroklinitet, generert av kaldere luft fra vest og varmere luft i varm sektor som figur 4.24 c og d illustrer. Dette fører til at omdanningen til kinetisk energi fra potensiell energi er sterkere i NOGREEN90 enn i Control90 og dermed er fordypningen også sterkere i NOGREEN90. Denne temperaturdifferansen er en av årsakene til at Gudrun ble til. I tillegg var også den kalde lufta i Norskehavet sentral i utviklingen av Gudrun, som nevnt ovenfor i slutten av forrige avsnitt.

I NOGREEN66 slik som i NOGREEN90 var adveksjon av kaldluft fra Grønlandsområdet og fra vest-sydvest i Atlanteren av stor betydning for lavtrykksutviklingen til Gudrun. Figur 4.17 illustrerer temperaturforskjeller mellom NOGREEN66 og Control66 i 500 hPa flaten. Man ser temperaturen var betydelig lavere i NOGREEN66 rundt Islandsområdet. Dette skyldes at det ikke fantes orografi og dermed kunne den kalde lufta nordvest for Grønland passere over og videre østover og bidro til fordypning senere (figur 4.24 a, c og d). Derimot er det varmere luftmasser litt lengre syd (ved Storbritannia) enn i Control66. Dette bidrar dermed til at fordypningen av Gudrun er svakere i NOGREEN66 i forhold til Control66. Allikevel er trykket i lavtrykkssenteret tilnærmet likt på ethvert tidspunkt mellom de to ulike kjøringene. Det kan virke som om de to temperaturanomaliene mellom de to kjøringene, nesten opphevet hverandre og førte til nesten lik fordypning i Control66 og NOGREEN66. Riktignok kan en se at temperaturforskjellen over Storbritannia er større enn temperaturforskjellene lenger nord. Kaldluftsadveksjonen var sterkere sydfra i Control66 enn kaldluftsadveksjonen nordfra i NOGREEN66. Dermed er også PV-feltene ulike, og det kan være årsakene til at Gudrun ble litt dypere i Control66.

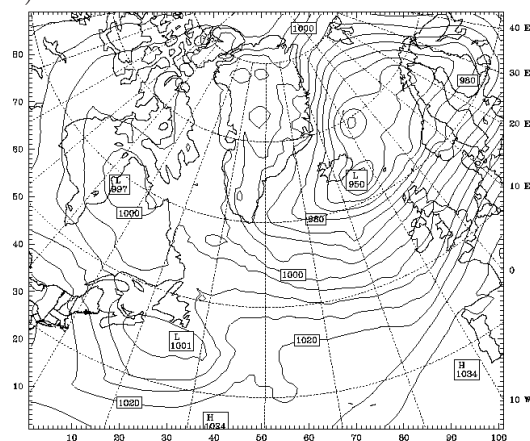
a) Control90 +54 timer



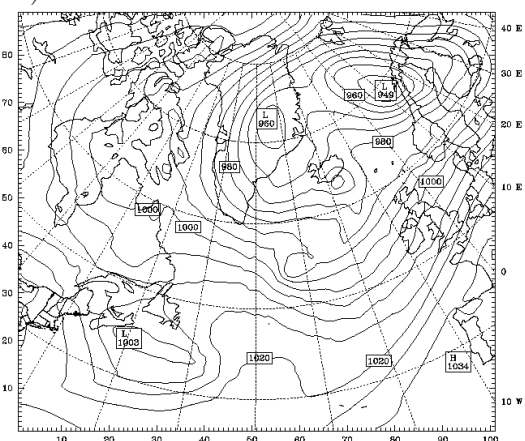
b) NOGREEN90 +54 timer



c) Control90 +54 timer



d) NOGREEN90 +54 timer



Figur 5.3: Venstre kollonne: Vind [en hel strek på vindvektoren: 5 m/s] ved nest nederste sigmanivå etter 54 timer, den 7. januar 18 UTC a) for kontrollkjøringen (Control90) og b) for kjøringen uten fjell (NOGREEN90). Høyre kollonne: Trykk ved havnivå [hPa], den 7. januar 18 UTC a) for kontrollkjøringen (Control90) og b) for kjøringen uten fjell (NOGREEN90)

Kapittel 6

Sammendrag og konklusjon

I denne oppgaven er den ekstratropiske syklonen Gudrun over Nord-Atlanteren fra 2005 studert. Stormen ga ekstreme nedbørsmengder over kort tid i tillegg til flom over Sør-Norge. Enkelte steder i Norge ble det målt 50 mm nedbør over 12 timer, og ved Ekofisk lå vannstanden 0.55 m over normalen. Nedbørsmengdene i Irland og Storbritannia var ekstreme. Ved Shap, som ligger ved nordlige deler av elven Eden, kom det 227 mm nedbør i løpet av 72 timer fra 7. januar til 9. januar og hele 120 mm nedbør kom 7. januar alene. Middelvinden i nordvestre deler av Jylland ble registrert opptil 35 m/s og med vindkast opptil 46 m/s (Carpenter (2005)). Situasjonen er simulert med den numeriske værvarslingsmodellen WRF, og det er blitt gjort ulike følsomhetstester for å avdekke orografiske og diabatiske effekter på lavtrykkutviklingen.

Gudrun oppstod i Nord-Atlanterhavet mellom Newfoundland og Irland. På SLP-kartet var Gudrun først synlig som et tråg med en svak front. Sterk kaldluftsadveksjon fra vest og nord (ved Grønlandsområdet) førte til videre frontogenese og fordypning av Gudrun. Tørlluftsinntrængning (kald stratosfærisk luft) bidro til syklogenesen. Kontrollkjøringen (Control66) gjenga lavtrykkutviklingen av Gudrun meget bra i forhold til analysen. Riktignok var den raske lavtrykksfordypningen litt forsinket i Control66 i tillegg at den ble litt for dyp i Control66 i løpet av de siste timene.

I 66-timerssimuleringen uten orografi over Grønland (NOGREEN66) var syklogenesen av Gudrun tilnærmet lik lavtrykkutviklingen i kontrollkjøringen. Dette skyldes trolig at modellen hadde simulert den sterke kaldluftsadveksjonen fra Grønlandsområdet veldig bra. Derimot var det store ulikheter utenfor lavtrykkssenteret.

I 90-timerssimuleringen (Control90) eksisterte det ingen syklogenesen av Gudrun. En svak termalbølge i et østgående tråg var det eneste man kunne antyde på bakkeanalysene (SLP). Den sterke kaldluftsadveksjonen fra vest og nord var betydelig svekket i Control90 sammenliknet med Control66, samtidig som varmluftsadveksjonen nordøstover inn mot Gudrun var svakere i Control90. Den reduserte kaldluftsadveksjonen var en konsekvens av posisjonen til

lavtrykket ved Island.

I 90-timerssimuleringen uten orografi på Grønland (NOGREEN90) pågikk det en lavtrykksutvikling, og syklonen Gudrun ble til. Riktignok dypet ikke syklonen seg nok til å bli en ekstratropisk storm, men lavtrykksbanen var den samme, og syklonen befant seg i riktig posisjon til ethvert tidspunkt sammenliknet med Gudrun i Control66. Årsaken til at Gudrun ble til i NOGREEN90 var pga. sterk kaldluftsadveksjon fra vest i Nord-Atlanteren) og Grønlandsområdet og sterk varmluftsadveksjon fra sydvest. Lavtrykket over Grønland var et dypt lavtrykk og genererte sterk kaldluftsadveksjon sydøstover. Kaldluftsadveksjonen i forbindelse med dette lavtrykket hadde samme effekt på lavtrykksutviklingen av Gudrun slik som le-lavtrykket hadde i studiet Einarsson m.fl. (2005).

For å studere diabatiske effekter ble Gudrunsitasjonen simulert uten latent varmegrigjøring. Termaladveksjonen ble svakere i kjøringen uten latent varmegrigjøring i forhold til kontrollkjøringen (Control66), og som forventet ble lavtrykket signifikant svakere ved bakken når latent varme ble utelatt. Latent varme bidro med 39 %¹ av den raske fordypningen til lavtrykket etter 48 timer ut i simuleringen. Etter teorien skal lavtrykket i høyden bli forsterket når latent varme utelates. Dette var tilfellet nesten gjennom hele simuleringen, bortsett fra de siste 18 timene, hvor de var omtrent like dype.

I denne oppgaven er det en enkeltsituasjon som er blitt studert. Dette arbeidet viser at frigjøring av latent varme bidro mye til lavtrykksfordypningen av Gudrun. Studiet viser at Grønland påvirker den atmosfæriske sirkulasjonen i stor grad, også langt vekke fra Grønland. En bedre datadekning i Grønlandsområdet og i Nord-Atlanteren er viktig for å få gode simuleringer av lavtrykk som utvikler seg over hav. Forhåpentligvis vil dette arbeidet gi en noe bedre forståelse av hvordan Grønland påvirker syklogenesen til Gudrun og hvordan den diabatiske effekten frigjøring av latent varme påvirker lavtrykk i Nord-Atlanterhavet. Det vil allikevel være av stor nytte å fortsette slike liknende studier i flere værsituasjoner.

¹I følge Guy Carpenter m.fl. er initialiseringstidspunktet av Gudrun 7. januar 18 UTC. Basert på dette tidspunktet ville latent varme bidratt til 50 % av fordypningen.

Bibliografi

- Carpenter, Guy (2005) *Windstorm Erwin/Gudrun January-2005*. Specialty Practice Briefing, Vol. 2: s. 8–11.
- Charney, J. G. og Eliassen, A. (1949) *A Numerical Method for Predicting the Perturbations of the Middle latitude Westerlies*. Tellus, Vol. 1: s. 38–54.
- Davis, Christopher A. og Emanuel, Kerry A. (1991) *Potential Vorticity Diagnostics of Cyclogenesis*. Monthly Weather Review, Vol. 119: s. 1929–1953.
- Dudhia, Jimy; Klemp, Joseph B.; Skamarock, William C.; Gil, David O.; Barker, Dale M.; Wang, Wei og Powers, Jordan G. (2005) *A Description of the Advanced Research WRF Version 2*.
- Durran, D. R. og Klemp, J. B. (1983) *A compressible model for the simulation of moist mountain waves*. Monthly Weather Review, Vol. 111: s. 2341–2361.
- Einarsson, Einar Magnús; Ólafsson, Haraldur; Kristjánsson, J. E. og Petersen, Guðrún Nína and (2005) *The Greenland lee-low and a Forecast Error of the 8 Januray 2005 Denmark Winterstorm*. Meteorol. Appl., Vol. 4: s. 562–565.
- Epifanio, C. C. og Durran, D. R. (2002a) *Lee-Vortex Formation in Free-Slip Stratified Flow over Ridges. Part I: Comparison of Weakly Nonlinear Inviscid Theory and Fully Nonlinear Viscous Simulations*. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 59: s. 1153–1165.
- Epifanio, C. C. og Durran, D. R. (2002b) *Lee-Vortex Formation in Free-Slip Stratified Flow over Ridges. Part II: Mechanisms of Vorticity and PV production in Nonlinear Viscous Wakes*. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 59: s. 1166–1181.
- Ertel, H. (1942) *Ein Neuer hydrodynamischer Wirbelsatz*. Meteor. Zeits, Vol. 59: s. 271–281.
- Grønås, Sigbjørn (1994) *Numerical simulations of the northern Germany storm of 27-28 August 1989*. Tellus, Vol. 46A: s. 635–650.
- Grønås, Sigbjørn (1995) *The seclusion intensification of the New Year's day storm 1992*. Tellus, Vol. 47A: s. 733–746.

- Holton, James R. (1992) *An Introduction to Dynamic Meteorology* (Academic Press).
- Hoskins, Brian J. (1990) *Extratropical cyclones: The Erik Palmen Memorial Volume*. Chapter 5: Theory of Extratropical Cyclones (American Meteorological Society).
- Hoskins, Brian J.; McIntyre, M.E og Robertson, A. (1985) *On the use and significance of isentropic potential vorticity maps*. Q.J.R. Meteorol. Soc., Vol. 111: s. 877–946.
- Kristjánsson, J. E. og McInnes, H. (1999) *The impact of Greenland on cyclone evolution in the North Atlantic*. Q.J.R. Meteorol. Soc., Vol. 125: s. 2281–2834.
- Kristjánsson, Jón Egill (1990) *Model Simulation of an intense meso- β scale cyclone, The role of condensation parameterisation*. Tellus, Vol. 42A: s. 78–91.
- Kristjánsson, Jón Egill og Thorsteinsson, Sigurdur (1995) *The structure and evolution of an explosive cyclone near Iceland*. Tellus, Vol. 47A: s. 656–670.
- Kuo, Y. H. og Reed, R. J. (1988) *Numerical simulation of an explosive deepening cyclone in the eastern Pacific*. Monthly Weather Review, Vol. 116: s. 2081–2105.
- Mansfield, Doug (1994) *The use of potential vorticity in forecasting cyclones. Operational aspects. The life cycle of extratropical cyclones, vol III, Symposium Proceedings, Bergen, Norway*, s. 326–331.
- Ólafsson, Haraldur (1998) *Different predictions by two NWP models of the surface pressure field east of Iceland*. Meteorol. Appl., Vol. 5: s. 253–261.
- Ólafsson, Haraldur (2000) *Comment les Montagnes Ralentissent-Elles le Vent?*. La Météorologie, Vol. 8(31): s. 19–24.
- Ólafsson, Haraldur og Bougeault, Philippe (1997) *The Effect of Rotation and Surface Friction on Orographic Drag*. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 54: s. 193–210.
- Petersen, Guðhrún Nína (2004) *The impact of Greenland's orography on the atmospheric flow in the Northern Hemisphere*. Ph.D.oppgave, Faculty of Mathematics and Natural Science, University of Oslo.
- Pierrehumbert, R. (1986) *Mesoscale meteorology and forecasting*, kapittel 21, Lee cyclogenesis, s. 493–515 (American Meteorological Society).
- Reed, R. J.; Stoelinga, M. T. og Kuo, Y. H. (1992) *A model-aided study of the origin and evolution of the anomalously high potential vorticity in the inner region of a rapidly deepening marine cyclone*. Monthly Weather Review, Vol. 120: s. 893–913.

- Schär, Christoph og Durran, Dale R. (1997) *Vortex Formation and Vortex Shedding in Continuously Stratified Flows past Isolated Topography*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 54: s. 534–554.
- Shapiro, Melvin A. (1999) *The Life cycles of extratropical cyclones. A Planetary-Scale to Mesoscale Perspective of the Life Cycles of Extratropical Cyclones: The Bridge between Theory and Observations* (American Meteorological Society).
- Shutts, G. J. (1990) *Dynamical aspects of the october storm, 1987: A study of a successful simulation*. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, Vol. 116: s. 1315–1347.
- Smith, Ronald B. (1980) *Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain*. *Tellus*, Vol. 32: s. 348–364.
- Smith, Ronald B. (1989) *Hydrostatic Airflow over Mountains*. *Advances in Geophysics*, Vol. 31: s. 1–41.
- Smith, Ronald B. og Grønås, Sigbjørn (1993) *Stagnation points and bifurcation in 3-D mountain airflow*. *Tellus*, Vol. 45A: s. 28–43.
- Smolarkiewicz, Piotr K. og Rotunno, Richard (1989) *Low Froude Number Past Three-Dimensional Obstacles. Part I: Baroclinically Generated Lee Vortices*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 46: s. 1154–1164.
- Thorsteinsson, Sigurdur (1988) *Finite amplitude stratified air flow past isolated mountains on an f-plane*. *Tellus*, Vol. 40A: s. 220–236.
- Wallace, John M. og Hobbs, Peter V. (1977) *Atmospheric Science An Introductory Survey* (Academic Press).